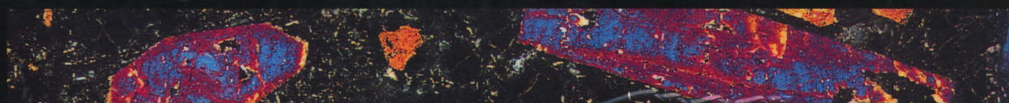
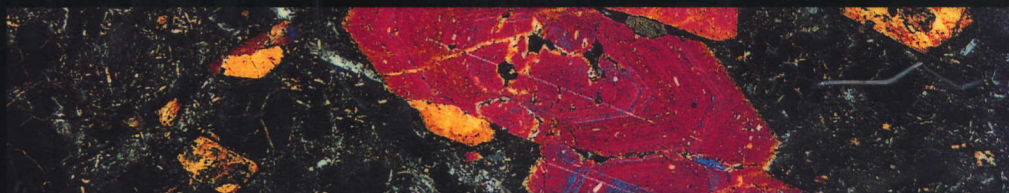


ATLAS DE PETROGRAFÍA

Minerales formadores de rocas
en lámina delgada



W. S. MacKenzie y C. Guilford



MASSON

ATLAS DE PETROGRAFÍA

Minerales formadores de rocas en lámina delgada



Este atlas comprende 230 microfotografías de rocas con una alta calidad cromática. Cada especie mineral es objeto de una descripción sucinta, acompañada de los aspectos más relevantes: fórmula química (y simbología), sistema cristalográfico, signo óptico e índice de refracción. Algunos de estos minerales se ilustran en varias secciones de corte en roca para mostrar las diferencias más destacadas.

La ilustración fotográfica, realizada en luz plano-polarizada o en nicols cruzados, permite apreciar el relieve óptico de los minerales, su color en luz natural y el de su birrefringencia. La orientación de las láminas delgadas respecto a la polarización facilita observar aspectos tales como maclas y exfoliación, la isotropía de los minerales cúbicos o bien cortes perpendiculares a un eje óptico.

Esta versión española de la original inglesa incluye una actualización de datos cristalográficos y mineralógicos, y una referencia a la consulta bibliográfica en la 2.ª edición (1992) del manual *Introduction to Rock Forming Minerals* (Deer, Howie y Zussman publicado por Longman Sc. & Tech.). Los símbolos en minerales se toman de Kretz (1983). También proporciona cuantas aclaraciones puedan ser útiles para el estudio de los minerales al microscopio, tanto en su identificación como para verificación de posibles confusiones con otros minerales, y, en lo posible, aporta algunos datos de la asociación mineral en rocas.

El uso de este atlas es de gran utilidad para el estudiante de geología y para la consulta directa del especialista, y sirve de referencia muy eficaz al profesional de la geología o en materias relacionadas con esta profesión.

W. S. MacKenzie, Ph.D., F.R.S.E.

Emeritus Professor of Petrology, University of Manchester

C. Guilford

Superintendent of the Department of Geology, University of Manchester

M. Lago y E. Arranz, traductores de esta obra, son profesores de Petrología y Geoquímica en la Universidad de Zaragoza.



9 788445 804261
ISBN 84-458-0426-X

ATLAS DE PETROGRAFÍA

Minerales formadores de rocas en lámina delgada

W. S. MacKenzie

Emeritus Professor of Petrology,
University of Manchester

C. Guilford

Superintendent of the Department of Geology,
University of Manchester

Versión española

Marceliano Lago San José y Enrique Arranz Yagüe

Profesores de Petrología y Geoquímica, Universidad de Zaragoza



MASSON, S.A.

Barcelona - Madrid - Paris - Milano - Asunción - Bogotá - Buenos Aires - Caracas - Lima - Lisboa - México - Montevideo
Rio de Janeiro - San Juan de Puerto Rico - Santiago de Chile

Índice de contenido

Olivino	1, 2	Augita	36	Sanidina	66
Monticellita	3	Augita titanada	37	Anortosa	67
Condrodita	4, 5	Intercrecimiento de clinopiroxeno y ortopiroxeno	38	Plagioclasa	68, 69
Zircón	6	Aegirina-augita	39	Cuarzo	70, 71
Esfena	7	Jadeíta	40	Mirmequita o mirmekita	72
Granate	8	Wollastonita	41	Granofírica (textura)	73
Vesubiana (idocrasa)	9	Pectolita	42	Tridimita	74
Sillimanita	10, 11	Antofilita-gedrita	43	Cristobalita	75
Mullita	12	Cummingtonita-grunerita	44	Nefelina	76, 77
Andalucita	13, 14	Tremolita-ferroactinolita	45	Sanidina y nefelina	78
Intercrecimiento de sillimanita y andalucita	15	Hornblenda	46, 47	Leucita	79
Cianita	16	Kaersutita	48	Noseana	80
Topacio	17	Glaucofana	49	Cancrinita	81
Estaurolita	18	Arfvedsonita	50	Escapolita	82
Cloritoide	19	Enigmatita	51	Analcima	83
Zafirina	20	Astrofilita	52	Corindón	84
Eudialita	21	Lamprofilita	53	Rutilo	85
Zoisita	22	Moscovita	54	Perovskita	86
Epidota	23	Biotita	55, 56	Espinela	87
Piemontita	24	Estilpnomelana	57	Brucita	88
Allanita (ortita)	25	Pirofilita	58	Calcita	89
Lawsonita	26	Talco	59	Dolomita	90, 91
Pumpellyíta	27	Clorita	60, 61	Apatito	92
Melilita	28, 29	Serpentina	62	Fluorita	93
Cordierita	30, 31	Prehnita	63	Deerita	94
Turmalina	32, 33	Microclina	64	Howieíta	95
Axinita	34	Pertita y micropertita	65	Zussmanita	96
Ortopiroxeno	35			Yoderita	97

Índice alfabético del contenido

Aegirina-augita	39	Epidota	23	Noseana	80
Allanita (ortita)	25	Escapolita	82	Olivino	1, 2
Analcima	83	Esfena	7	Ortopiroxeno	35
Andalucita	13, 14	Espinela	87	Pectolita	42
Anortosa	67	Estaurolita	18	Perovskita	86
Antofilita-gedrita	43	Estilpnomelana	57	Pertita y micropertita	65
Apatito	92	Eudialita	21	Piemontita	24
Arfvedsonita	50	Fluorita	93	Pirofilita	58
Astrofilita	52	Glaucofana	49	Plagioclasa	68, 69
Augita	36	Granate	8	Prehnita	63
Augita titanada	37	Granofírica (textura)	73	Pumpellyíta	27
Axinita	34	Hornblenda	46, 47	Rutilo	85
Biotita	55, 56	Howieíta	95	Sanidina	66
Brucita	88	Intercrecimiento de clinopiroxeno y ortopiroxeno	38	Sanidina y nefelina	78
Calcita	89	Intercrecimiento de sillimanita y andalucita	15	Serpentina	62
Cancrinita	81	Jadeíta	40	Sillimanita	10, 11
Cianita	16	Kaersutita	48	Talco	59
Clorita	60, 61	Lamprofilita	53	Topacio	17
Cloritoide	19	Lawsonita	26	Tremolita-ferroactinolita	45
Condrodita	4, 5	Leucita	79	Tridimita	74
Cordierita	30, 31	Melilita	28, 29	Turmalina	32, 33
Corindón	84	Microclina	64	Vesubiana (idocrasa)	9
Cristobalita	75	Mirmequita o mirmekita	72	Wollastonita	41
Cuarzo	70, 71	Monticellita	3	Yoderita	97
Cummingtonita-grunerita	44	Moscovita	54	Zafirina	20
Deerita	94	Mullita	12	Zircón	6
Dolomita	90, 91	Nefelina	76, 77	Zoisita	22
Enigmatita	51			Zussmanita	96

Prefacio

El propósito de este libro es ilustrar el aspecto de muchos de los minerales formadores de rocas más comunes, al observarlos en lámina delgada al microscopio. No es nuestra intención que sea usado como sustituto de un manual de mineralogía, sino como un manual de laboratorio para ser utilizado en las clases prácticas, junto con uno de los manuales estándar de mineralogía.

La idea de realizar una serie de fotografías de minerales en lámina delgada partió de dos fuentes. El hijo de uno de los autores, I. R. MacKenzie, entonces en su segundo año como estudiante de geología, sugirió que éstas serían una ayuda útil para reconocer minerales al microscopio. Preguntando a los estudiantes de segundo curso de Geología en la Manchester University por qué ellos preferían ciertos libros de texto a otros, la respuesta fue, invariablemente, que ellos encontraban particularmente útiles aquellos libros que contenían ilustraciones acompañando al texto, especialmente cuando podían reconocer al microscopio características que podían ser observadas en las fotografías.

Algunos de los manuales que, en nuestra opinión, contienen las mejores microfotografías o dibujos de minerales son bastante antiguos y no son fácilmente accesibles para el estudiante de hoy. El libro de Rosenbusch *Mikroskopische Petrographie der Mineralien und Gesteine*, publicado en 1905, tiene algunas microfotografías excelentes, impresas en blanco y negro, así como el libro de Teall *British Petrography*, publicado en 1888, incluye bellos dibujos que parecen haber sido coloreados a mano antes de su reproducción en imprenta. La obra *Minerals and the Microscope* de H. G. Smith, impresa por primera vez en 1914, ha sido encontrada de utilidad por varias generaciones de estudiantes de mineralogía elemental, debido a la elevada

calidad de las ilustraciones. Nos pareció que, si podíamos reproducir fielmente, por medio de la fotografía en color, el aspecto de los minerales al microscopio, tanto en luz plano-polarizada como en nicoles cruzados, la utilidad de las microfotografías como ayuda didáctica aumentaría enormemente.

La mayor parte de las fotografías han sido realizadas a partir de láminas delgadas incluidas en las colecciones docentes del Geology Department de la Manchester University, y estamos agradecidos a muchos de nuestros colegas de Manchester que nos han proporcionado láminas delgadas. Estamos especialmente en deuda con el Profesor J. Zussman, por su entusiasmo y sus ánimos para llevar a cabo este trabajo y al Dr. S. O. Agrell del Department of Mineralogy and Petrology de la Cambridge University, quien, amablemente, localizó en la Harker Collection de Cambridge algunas láminas delgadas adicionales. El Dr. Agrell y el Profesor W. A. Deer accedieron, muy generosamente, a revisar la mayoría de las fotografías que habíamos realizado y nos ayudaron a decidir si eran adecuadas o podían ser mejoradas. Únicamente los autores son responsables de cualquier deficiencia que aún presenten las fotografías. También estamos agradecidos al Dr. J. Wadsworth del Manchester Department, por realizar numerosas sugerencias útiles para mejorar las descripciones de las microfotografías pero, de nuevo, sólo nosotros somos responsables de cualquier error que pueda aparecer en ellas. Finalmente, estamos muy en deuda con la señorita Patricia Crook, quien mecanografió el texto, no una, sino innumerables veces, hasta que encontramos lo que consideramos una solución de compromiso, entre las descripciones demasiado detalladas y demasiado breves de las fotografías.

Nos gustaría agradecer al equipo editorial, particularmente a la señorita Bobbi Gouge, por su consideración y ayuda en la preparación de este trabajo.

Introducción

Los minerales representados aquí están dispuestos en el mismo orden en que aparecen en el libro de Deer, Howie y Zussman *Introduction to Rock Forming Minerals* (los números de página relevantes* se indican al final de cada descripción entre corchetes), excepto para algunos minerales que no son descritos por estos autores (v. yoderita y lamprofilita). La decisión de qué minerales incluir se ha basado principalmente en dos consideraciones; en primer lugar, la frecuencia con la que aparecen y, en segundo lugar, si una fotografía puede ser una ayuda útil en su identificación.

En los encabezamientos para cada mineral, hemos indicado: la fórmula química (simplificada en algunos casos), el sistema cristalográfico, el signo óptico, los valores del índice de refracción β para los minerales biáxicos y los índices de refracción, según los rayos ω y ϵ , para los minerales uniaxiales, y la birrefringencia. Estos valores han sido extraídos del libro de Deer, Howie y Zussman con su permiso. El tipo de roca y la localidad de origen de las muestras se han indicado cuando se conocen, y se indican los aumentos empleados al tomar las fotografías. Cada fotografía está acompañada de una breve descripción del campo de observación ilustrado pero, en general, sólo las propiedades que pueden ser apreciadas en las fotografías son comentadas. Así, hemos omitido las referencias al ángulo de los ejes ópticos, al signo de elongación y a la dispersión. En la versión española, hemos añadido, para la mayor parte de los minerales, los valores del ángulo de extinción y signo de elongación, dada su utilidad práctica. En la mayoría de los casos se han realizado al menos dos fotografías para cada mineral, una en luz plano-polarizada y la otra, con el mismo campo, en nicoles cruzados. Si el mineral es pleocroico, hemos reproducido dos fotografías en luz plano-polarizada, con el polarizador en dos posiciones ortogonales. En el caso de minerales isotropos, hemos tendido a omitir la fotografía tomada bajo nicoles cruzados.

Con algunas excepciones, el plano de polarización del polarizador ha sido orientado en posición paralela a los límites de la fotografía, pero no hemos hecho demasiado uso de este carácter, puesto que hemos omitido la discusión de los ángulos de extinción, excepto en el caso de las plagioclasas, dado que, en este caso, sería necesario reproducir varias fotografías tomadas en nicoles cruzados. Para mostrar el pleocroísmo, hemos optado por girar el polarizador en lugar de la platina del microscopio por dos razones. En primer lugar, porque así es más sencillo comparar las fotografías y observar el cambio de color mostrado por cualquier cristal y, en segundo lugar, se ha hecho para fomentar el uso de este método para detectar el pleocroísmo débil.

Aunque hemos adoptado el método de mantener la lámina delgada en la misma orientación para las tres fotografías, esta opción presenta una desventaja: si sólo hay unos pocos cristales en el campo de observación, o si los cristales presentan una fuerte orientación preferente en la sección de roca empleada, no hemos sido capaces de mostrar la máxima variación en el color de absorción al girar el polarizador 90° , ya que un cristal muestra los colores de absorción extremos cuando sus direcciones de vibración son paralelas y perpendiculares respectivamente al polarizador. En estas posiciones, el cristal estará en extinción al observarlo en nicoles cruzados, mientras que, como situación ideal, nosotros queremos mostrar los colores de interferencia característicos, próximos a su máxima intensidad. En las fotografías to-

madadas en luz plano-polarizada, no hemos especificado en cuál de las dos direcciones ortogonales se ha orientado el polarizador.

Tal y como se ha mencionado anteriormente, hemos indicado el valor numérico de la birrefringencia para cada mineral, mientras que, en la descripción de la fotografía, nos hemos referido generalmente al orden del color de interferencia. Para facilitar al lector la traducción del valor de la birrefringencia a su color de interferencia equivalente, hemos incluido una fotografía de una cuña de cuarzo con una escala de birrefringencia longitudinal. *Esta tabla de equivalencia no debe ser usada como carta de color de Michel-Lévy*, ya que no se ha tenido en cuenta el espesor de la lámina, asumiendo que ésta es de espesor estándar, es decir, 0,03 mm. Por lo tanto, los nombres de los minerales se han ubicado frente al máximo color de interferencia que presentan en lámina delgada de espesor estándar, en lugar de presentarlos al extremo de líneas radiales que muestran la variación en el color, en función del espesor y la birrefringencia del mineral, tal y como se representa en una carta de color de Michel-Lévy.

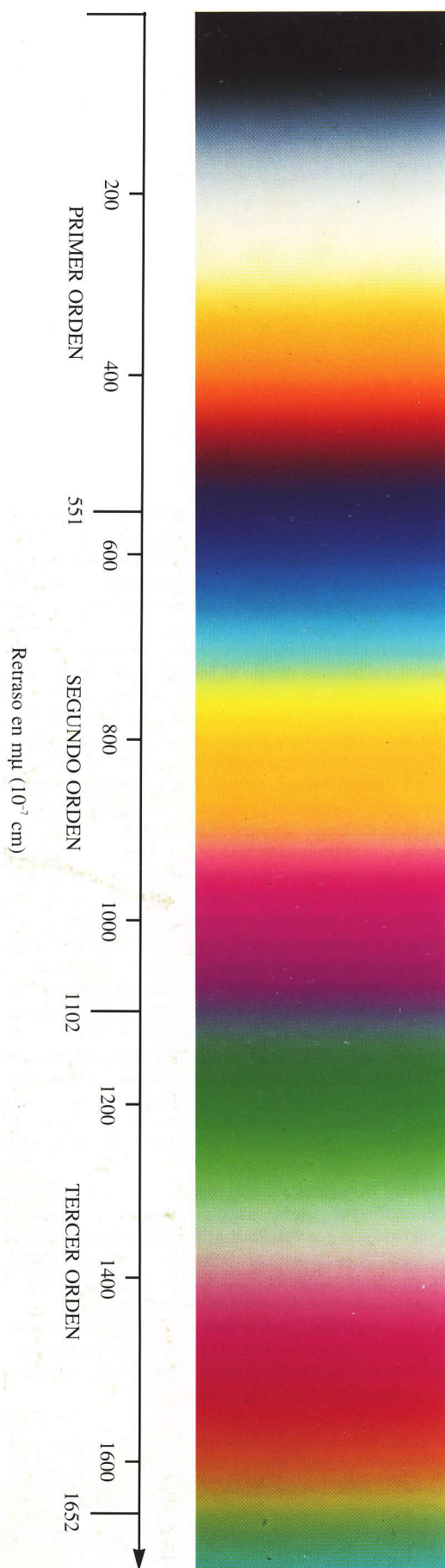
La reproducción fiel de los colores de interferencia, bien de los minerales en lámina delgada o bien en una cuña de cuarzo, tal y como se observan en nicoles cruzados, depende sobremanera del tipo de película empleada y también del proceso de impresión. Algunas de las cartas de color de Michel-Lévy que han sido publicadas se apartan ligeramente de los verdaderos colores de interferencia; así, la parte media de los colores de segundo orden muestra, como defecto bastante común, una amplia banda de verde brillante entre el azul y el amarillo. La observación de una cuña de cuarzo en nicoles cruzados muestra que el color de segundo orden entre el azul y el amarillo es un verde bastante pálido, en contraste con el verde de tercer orden, bastante intenso. Solamente en los minerales incoloros y cuya dispersión es despreciable, es posible distinguir estos dos verdes e, incluso en este caso, con una considerable experiencia. En algunas de las fotografías de los minerales de birrefringencia moderada, el borde de los cristales puede presentar una morfología en cuña, en cuyo caso el orden del color de interferencia puede ser determinado con bastante facilidad.

Algunos de los minerales frecuentes que suelen ser considerados difíciles de identificar (p. ej., cordierita) se han mostrado en más de una sección de roca, cuando hemos considerado que las fotografías adicionales aportarían una mejor idea de las variaciones de aspecto que pueden esperarse en diferentes rocas o, si esto era imposible, ilustrando en un solo campo de observación las diferentes propiedades que deseábamos mostrar.

En unos pocos casos, las fotografías tomadas en luz plano-polarizada muestran colores rosa y verde pálidos, debido a la polarización anómala que se genera en el equipo fotográfico; cuando dichos colores son apreciables, lo hemos indicado en la descripción de la fotografía.

*N. del T. Todas las referencias incluidas al libro de Deer, Howie y Zussman han sido actualizadas a las correspondientes en la segunda edición de dicha obra (1992), que contiene importantes modificaciones respecto a la citada por los autores. No obstante, se ha mantenido el orden de los minerales, si bien éste responde a la ordenación establecida en la primera edición de dicho manual. La sucinta referencia a la paragénesis está tomada del libro antes citado (1992) por su interés didáctico. Los símbolos empleados corresponden a Kretz, R. (1983). Al final del Atlas se incluye la bibliografía, actualizada y seleccionada, más útil al estudiante.

Tabla de birrefringencia



0,000	Leucita	Analcima
0,005	Nefelina	
	Apatito	Microclina
	Anortoclasa	Vesubiana
	Corindón	Cuarzo
0,010	Clorita	Eudialita
	Andalucita	Axinita
	Arfvedsonita	Topacio
	Jadeita	Melilita
	Estauroлита	Wollastonina
0,015	Cianita	
	Serpentina	
	Cordierita	
0,020	Brucita	Lawsonita
	Cloritoide	Glaucofana
		Monticellita
		Ortopiroxeno
		Zussmanita
		Pumpellyita
		Sillimanita
0,025	Cancrinita	
	Hornblenda	Yoderita
	Tremolita-Ferroactinolita	
	Antofilita-Gedrita	Mullita
0,030	Deerita	
	Augita	Howieita
	Condrodita	
0,035	Forsterita	Lamprofilita
	Allanita	Prehnita
		Turmalina
	Pectolita	Escapolita
0,040		
0,045	Cummingtonita-Grunerita	
	Epidota	Moscovita
0,050	Aegirina-Augita	Pirofilita
		Talco
	Fayalita	
0,055		

Olivino (Ol)

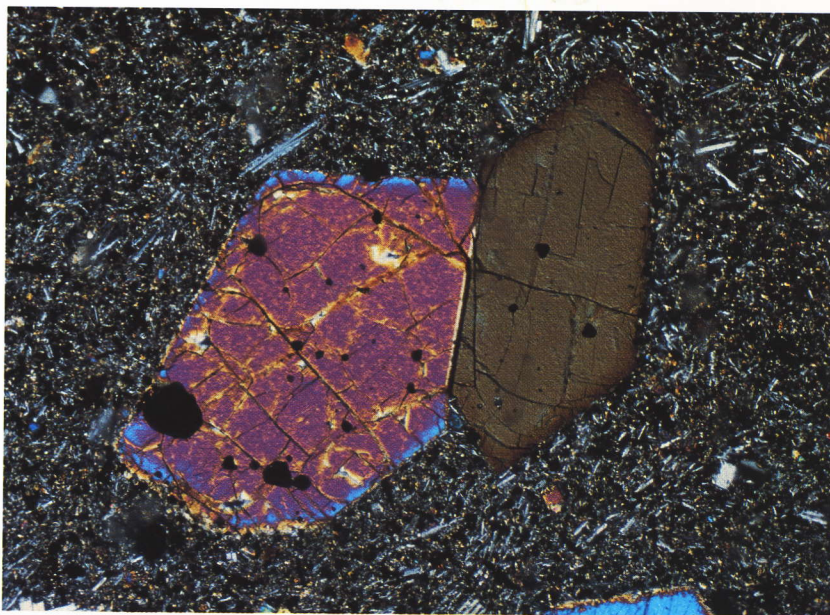


Sistema cristalográfico	=	Ortorrómbico. Biáxico (+) (–)
IR β	=	1,651-1,869
Birrefringencia	=	0,035-0,052
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Positiva

Los olivinos forman una solución sólida completa entre el término magnesiano, la forsterita, y el término ferroso, la fayalita.

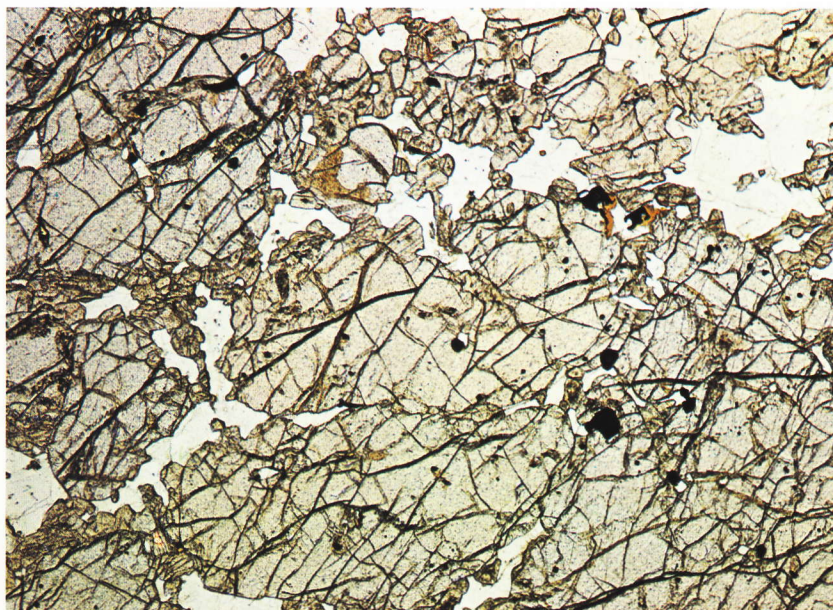
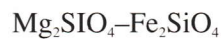
Estas fotografías muestran dos fenocristales de olivino en una pasta de grano fino de plagioclasa, piroxeno y minerales de hierro opacos. La fotografía superior, tomada en luz plano-polarizada, muestra la morfología típica de los cristales de olivino; las fracturas irregulares y la ligera alteración a lo largo de dichas fracturas son características de este mineral; se aprecian trazas de exfoliación longitudinal en uno de los cristales.

En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, uno de los cristales muestra una sección casi perpendicular a uno de los ejes ópticos y por tanto presenta un color de interferencia muy bajo; se trata de un marrón anómalo originado por la dispersión de los ejes ópticos. El otro cristal muestra un azul de segundo orden en su periferia, mientras que la mayor parte del cristal muestra un color ligeramente inferior. La mayor birrefringencia en la periferia del cristal es indicadora de un mayor contenido en hierro. El efecto inverso, i.e., color de interferencia más bajo, debido a la morfología en cuña del borde del cristal, puede apreciarse en el margen inferior de uno de los cristales de olivino y, también, en un fenocristal de clinopiroxeno, parte del cual se aprecia en la parte inferior de esta imagen [3].



Muestra de ankaramita (basanita), Mauna Kea, Hawaii; aumento: $\times 43$.

Olivino (Ol)

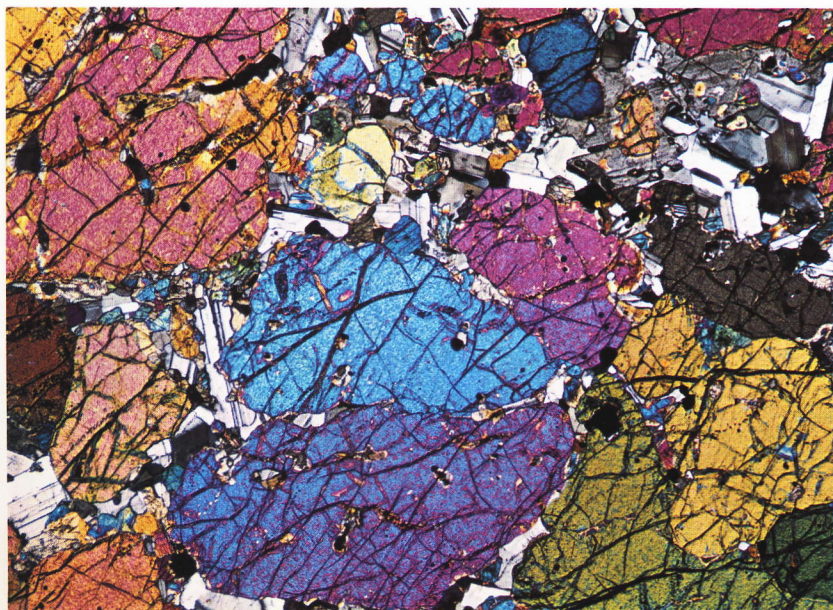


Sistema cristalográfico	=	Ortorrómbico. Biáxico (+) (-)
IR β	=	1,651-1,869
Birrefringencia	=	0,035-0,052
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Positiva

Los olivinos forman una solución sólida completa entre el término magnesiano, la forsterita, y el término ferroso, la fayalita.

La fotografía superior, tomada en luz plano-polarizada, muestra el olivino (color verde-marrón, ocupando la mayor parte del campo) intercrecido con plagioclasa cálcica. Es destacable el elevado relieve del olivino con relación a la plagioclasa. El olivino, observado en luz plano-polarizada, presenta frecuentemente un color pálido, pero no muestra pleocroísmo. Los términos más ferrosos de la serie presentan un color marrón-amarillento. Las fracturas que se observan en los cristales son bastante características, como también lo es la ligera alteración del mineral a lo largo de estas fracturas.

En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, los colores de interferencia corresponden en su mayoría al segundo orden. El color de interferencia de orden más elevado mostrado en esta fotografía es el amarillo que presenta el pequeño cristal situado justo encima del centro de la imagen; estos colores indican que se trata de olivinos magnesianos, puesto que los colores de interferencia que pasan al tercer orden sólo se observan en olivinos con elevados contenidos en hierro [3].



Muestra de un gabro picrítico, Border Group, intrusión de Skaergaard, este de Groenlandia; aumento: $\times 23$.

Monticellita (Mtc)



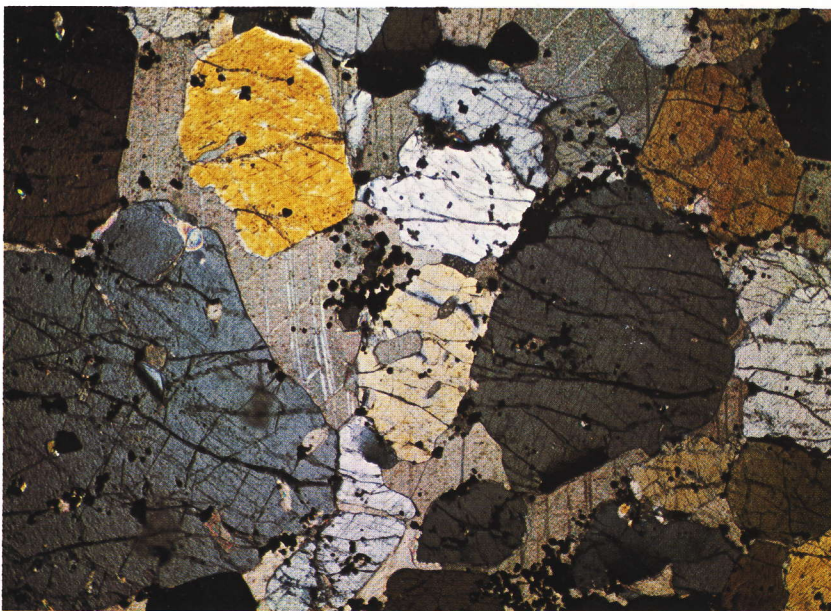
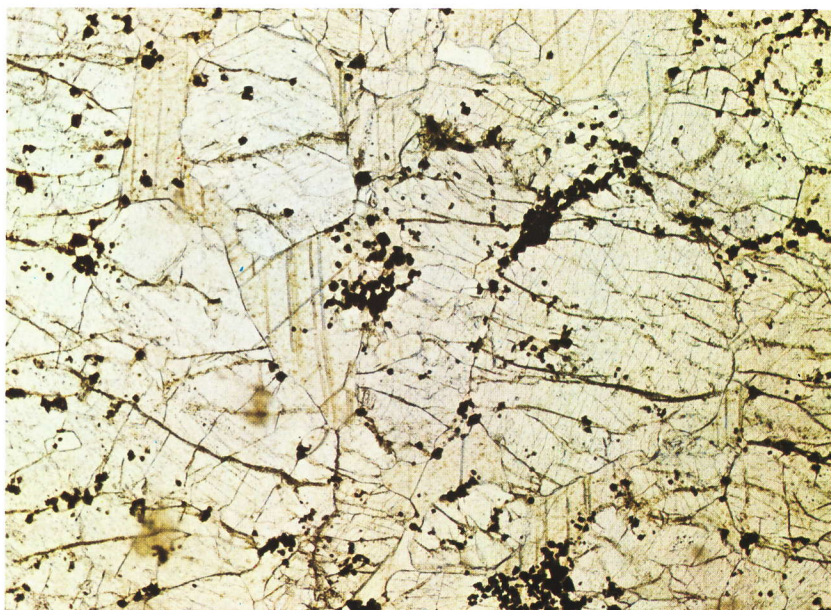
También:



Sistema cristalográfico	=	Ortorrómico. Biáxico (-)
IR β	=	1,646-1,664
Birrefringencia	=	0,012-0,020
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Positiva

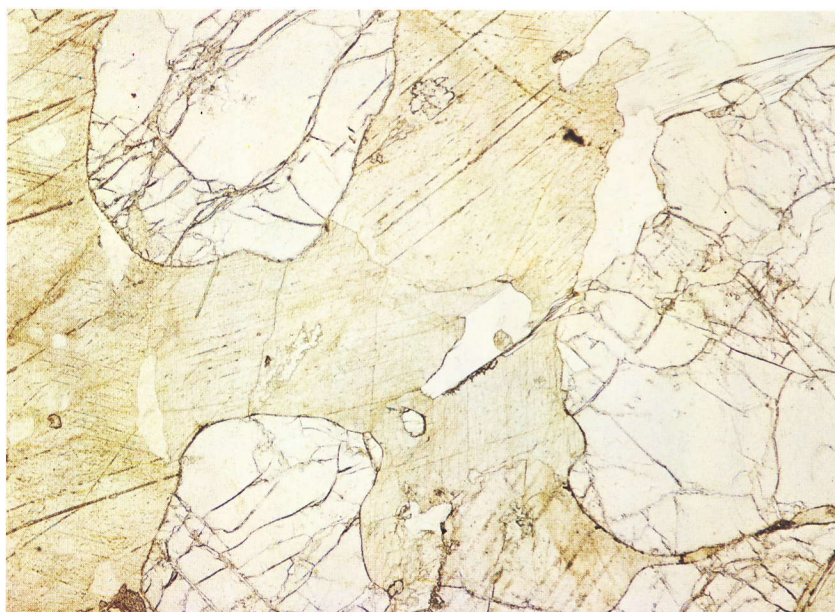
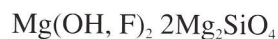
En la fotografía superior, tomada en luz plano-polarizada, el mineral predominante es la monticellita, con calcita como mineral subordinado. En luz plano-polarizada, la calcita puede ser reconocida por su buena exfoliación y su macas polisintéticas. El elevado relieve de la monticellita, en contraste con el adhesivo de la preparación, puede ser apreciado en un pequeño hueco, próximo al margen superior de la imagen.

En la fotografía inferior, tomada en nicoles cruzados, se observa que los colores de interferencia corresponden a la parte baja del primer orden; el color más alto que se aprecia es el naranja-amarillo. Se debería recordar que, en rocas sin cuarzo o feldespato presentes, algunas veces es difícil juzgar si el espesor de la lámina es el correcto; esta sección puede ser ligeramente delgada. Es frecuente en rocas de metamorfismo de contacto (calizas y dolomías) y en rocas ultrabásicas (kimberlita, alnöíta) [14].



Muestra de una roca con monticellita-espinela-flogopita, Barnavave, Carlingford, Irlanda; aumento: $\times 32$.

Condrodita (Chn)

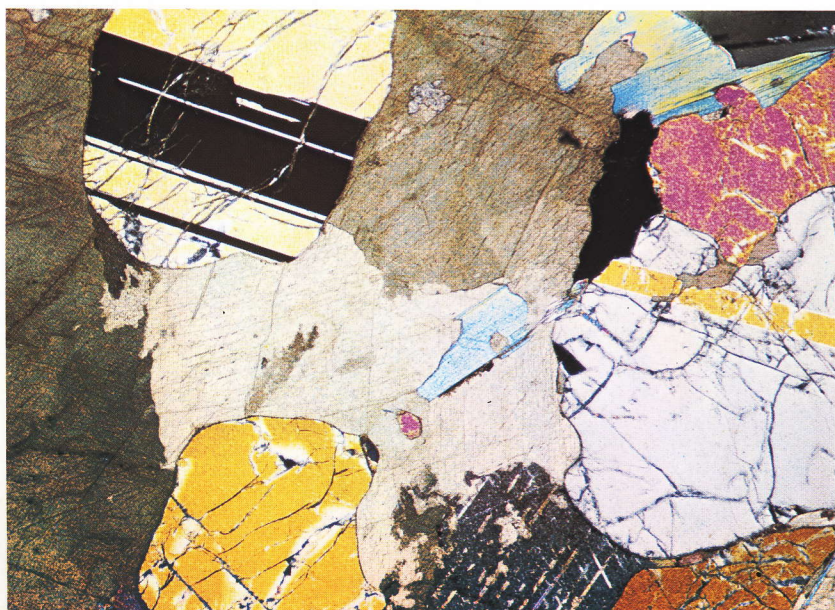


Sistema cristalográfico	=	Monoclínico. Biáxico (+)
IR β	=	1,602-1,635
Birrefringencia	=	0,028-0,034
Extinción	=	Oblicua (22-31° máximo)

Aunque los miembros del grupo de la humita, uno de los cuales es la condrodita, son frecuentemente de color amarillento, en este caso la condrodita es casi incolora en lámina delgada. En la fotografía superior, tomada en luz plano-polarizada, es distintivo el alto relieve, como también lo es la ausencia de una exfoliación bien desarrollada. Aquí se muestra la condrodita intercrecida con calcita (color pardusco) y dos cristales de moscovita.

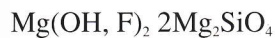
En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, los cristales de moscovita presentan un color de interferencia azulado-amarillo, mientras la calcita se observa gris o gris oscuro. Se puede apreciar el maclado múltiple en dos de los cristales de condrodita; esta es una característica de los miembros monoclínicos del grupo de la humita.

Puede que esta sección esté ligeramente delgada, puesto que el máximo color de interferencia en este campo de visión es el rojo de primer orden apreciable en el cristal situado en el extremo superior derecho del campo y, dado el valor de la birrefringencia, deberíamos esperar colores de interferencia que alcanzan al rojo de segundo orden (v. fotografías en la pág. 5) [16].



Muestra de mármol, Nueva Jersey, EE. UU.; aumento: $\times 20$.

Condrodita (Chn)

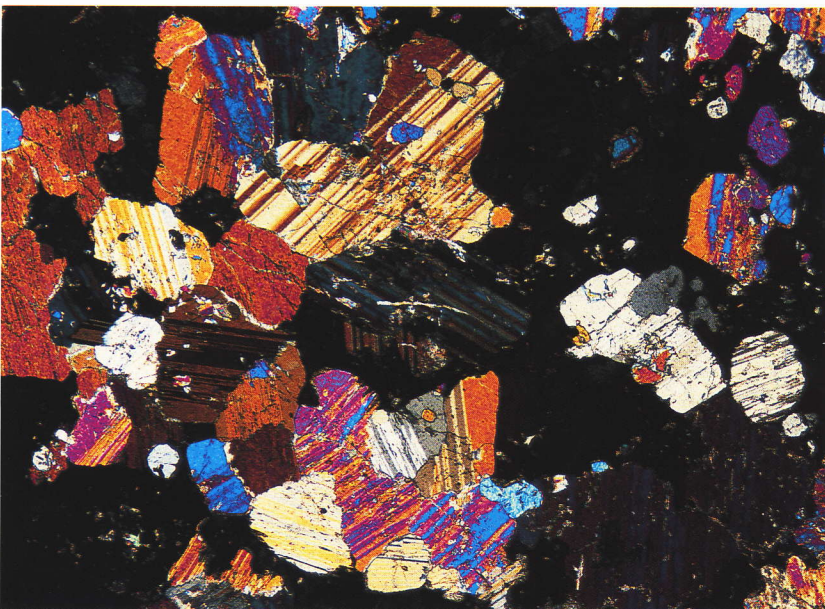
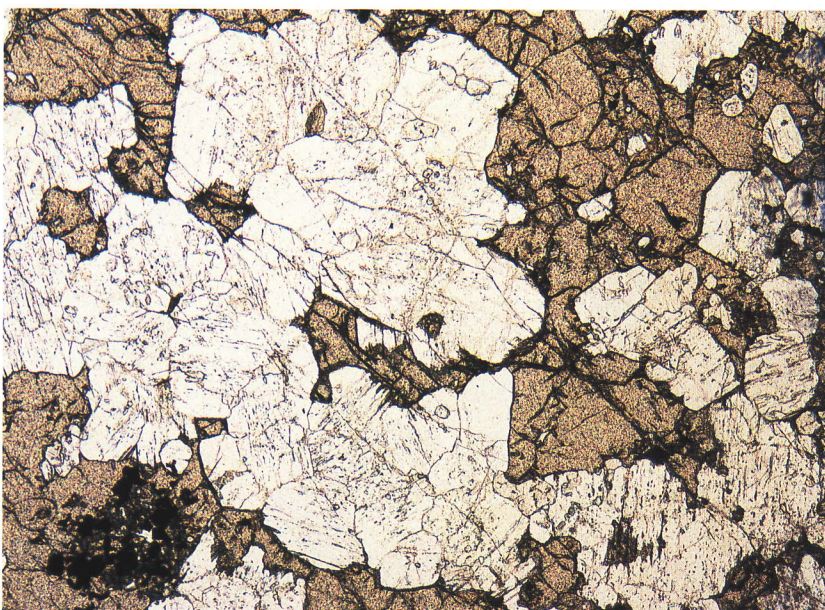


Sistema cristalográfico	=	Monoclínico. Biáxico (+)
IR β	=	1,602-1,635
Birrefringencia	=	0,028-0,034
Extinción	=	Oblicua (22-31° máximo)

En esta lámina, se observa, en luz plano-polarizada (fotografía superior), una concentración de condrodita, de color amarillento pálido, intercrecida con granate (marrón). El color amarillento que caracteriza a los miembros del grupo de la humita es muy pálido en esta muestra, por lo cual no se ha incluido una fotografía aparte para mostrar el pleocroísmo. Algunos de los cristales muestran indicios de una exfoliación imperfecta.

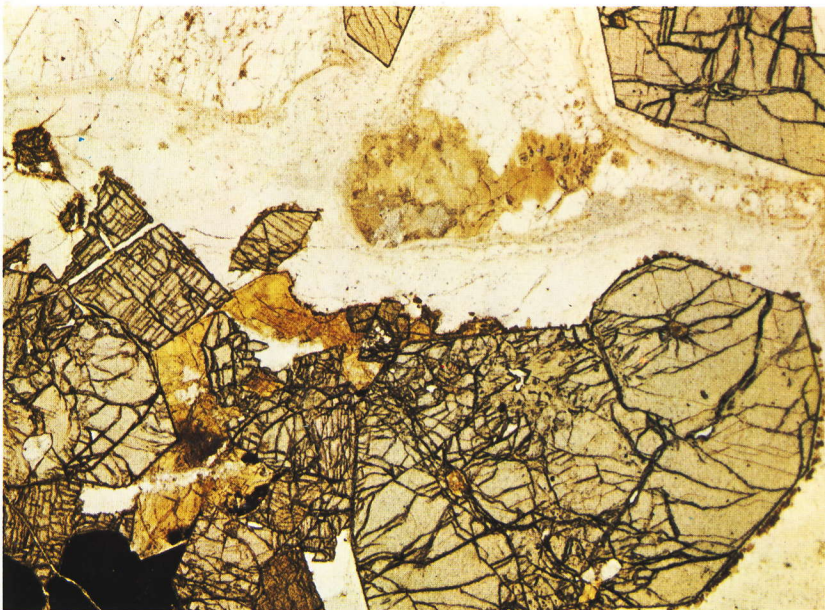
En la imagen obtenida en nicols cruzados (fotografía inferior), están bien ilustrados tanto el maclado que caracteriza al miembro monoclínico de la serie de la humita, así como los colores de interferencia que se alcanzan hasta la mitad del segundo orden. El granate en esta roca es de tipo grosularia y se puede apreciar que es ligeramente birrefringente.

Además de condrodita, esta roca contiene también clinohumita pero, ya que su birrefringencia es del mismo orden que la de la condrodita, solamente se pueden distinguir por el mayor índice de refracción que presenta la clinohumita [16].



Muestra de mármol, Kilchrist, Skye, Escocia (GB); aumento: $\times 28$.

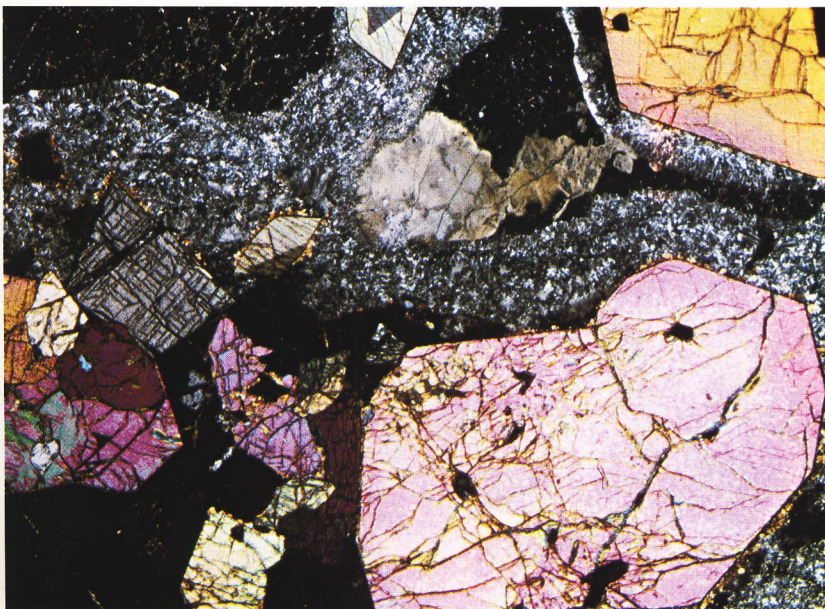
Zircón (Zrn)



Sistema cristalográfico	=	Tetragonal. Uniáxico (+)
IR ω	=	1,922-1,960
ϵ	=	1,961-2,015
Birrefringencia	=	0,042-0,065
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Positiva

El zircón se presenta normalmente en cristales bastante pequeños, pero es fácilmente identificable debido a su relieve muy elevado. La fotografía superior, tomada en luz plano-polarizada, muestra unos cristales de zircón bastante grandes, junto con esfena, en una pasta de grano fino, constituida principalmente por feldespato. La esfena también presenta un relieve muy elevado y, en esta fotografía, es muy difícil distinguirla del zircón. Las exfoliaciones, buenas, del zircón están bien representadas en algunos de los cristales.

En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, la mayor parte de los cristales de zircón muestran colores de interferencia elevados, excepto el cristal a la izquierda del centro de la imagen, que muestra dos exfoliaciones ortogonales. Este cristal está cortado en una sección casi perpendicular al eje óptico; de ahí resulta el bajo color de interferencia. Los cristales de esfena pueden ser, quizá, más fácilmente identificados en esta fotografía porque presentan una birrefringencia mucho mayor y por la presencia de maclado (en el centro del margen superior de la imagen y a la derecha del zircón con bajos colores de interferencia) [22].



Muestra de una segregación en una pegmatita sienítica, península de Kola, CEI; aumento: $\times 28$.

Esfena (Ttn)*

$\text{CaTiSiO}_4(\text{OH}, \text{F})$

Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (+)

IR β = 1,870-2,034

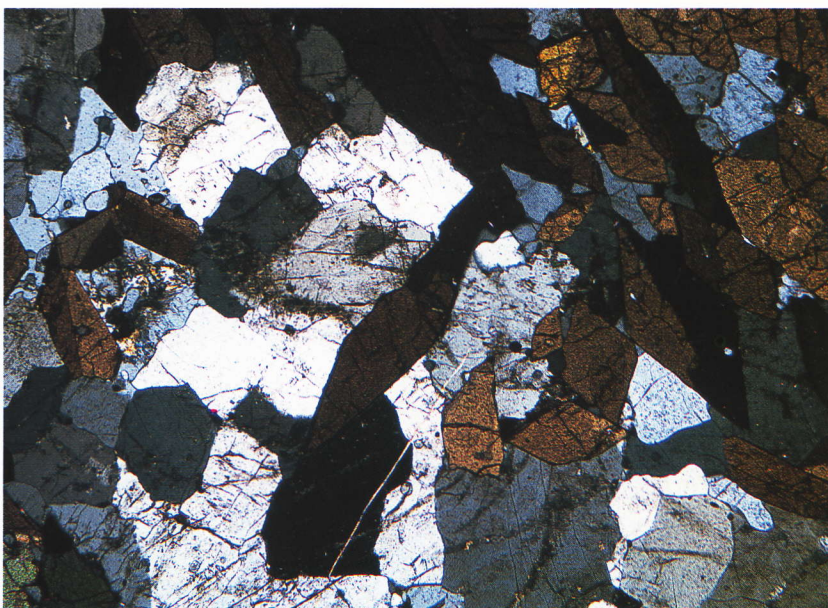
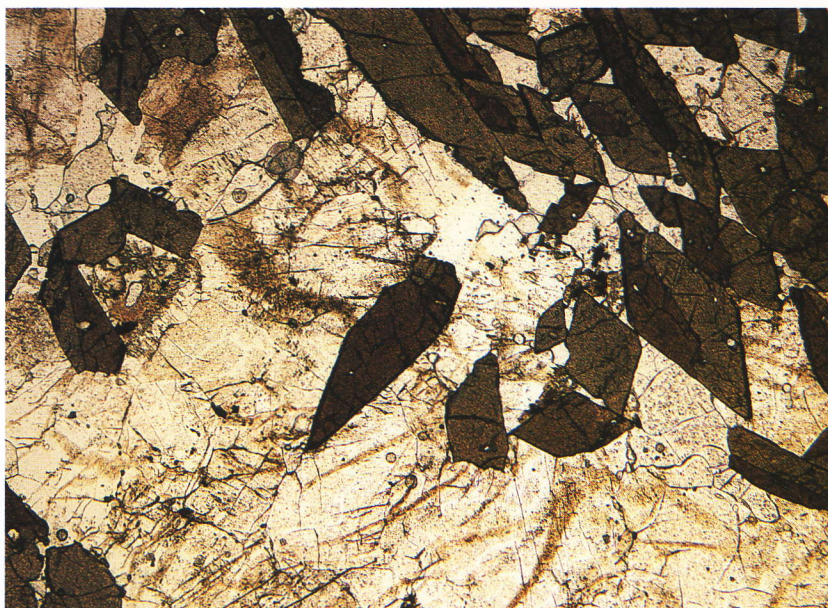
Birrefringencia = 0,100-0,192

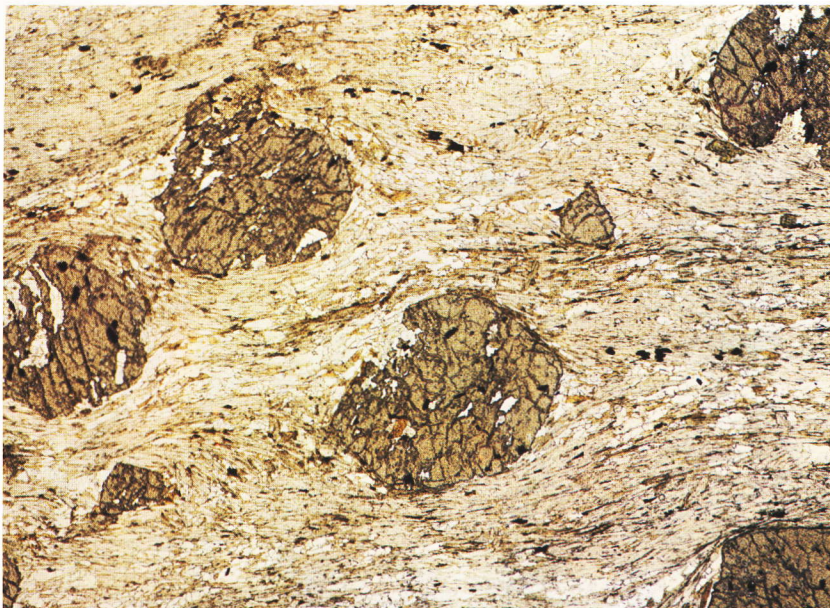
Extinción = Oblicua (21-51° máximo)

La esfena es un mineral (accesorio) relativamente fácil de identificar, puesto que normalmente forma cristales de morfología en rombo, de alto relieve y color marrón o marrón-rojizo. Estas características se encuentran bien expuestas en las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada. Estos cristales son pleocroicos y de modo frecuente presentan un maclado simple. El mineral intercrecido con la esfena en esta lámina es un feldespato alcalino.

La fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, muestra varios cristales próximos a la posición de extinción, pero aquellos que muestran doble refracción presentan un color muy similar al color de absorción observado en luz plano-polarizada. Esto es debido a la extrema birrefringencia de la esfena, de tal modo que los colores de interferencia son de un orden muy elevado, i.e., casi luz blanca. En los cristales que no presentan la forma característica, este hecho es útil para su identificación [27].

*N. del T. Este término es sinónimo de titanita, del cual deriva la abreviatura indicada.

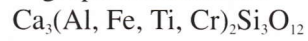




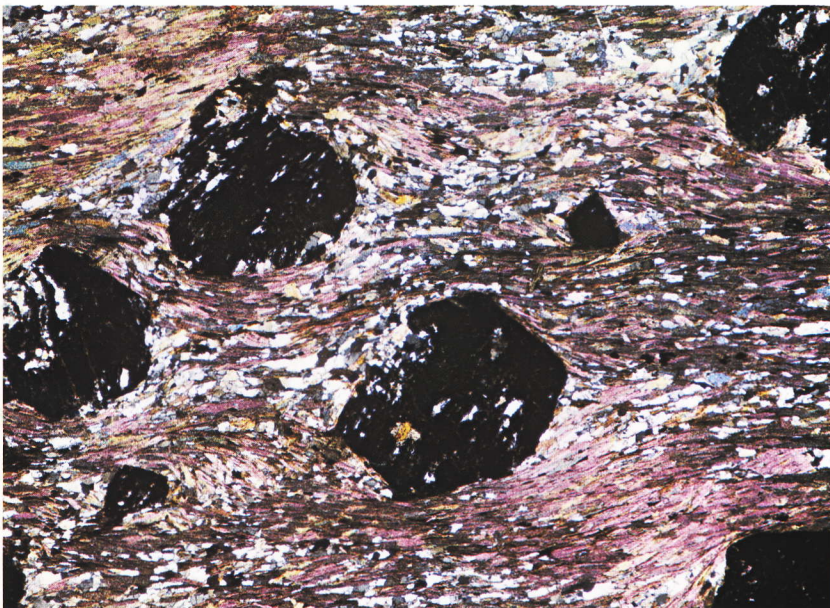
Granate (Grt)



grupo del almadino



grupo de la andradita



Sistema cristalográfico = Cúbico

IR n = 1,714-1,887

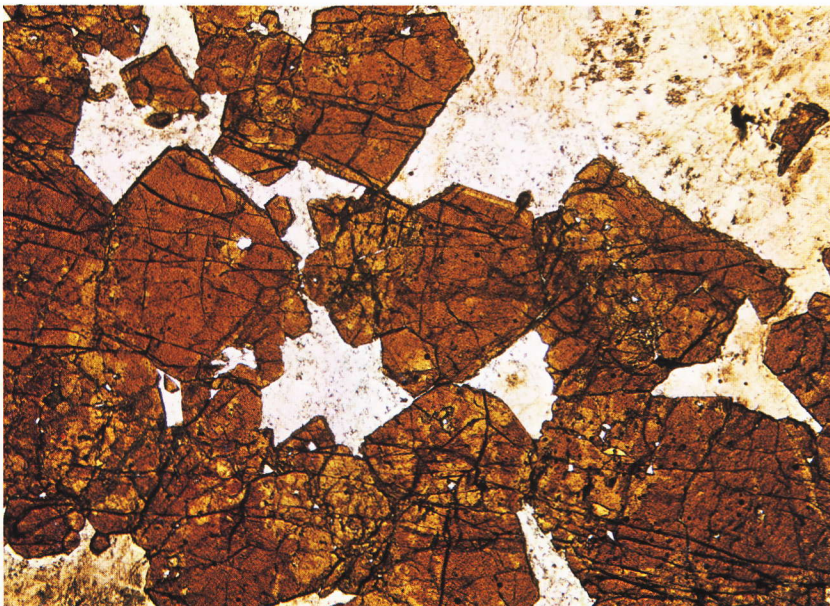
Isótropo, excepcionalmente ligeramente birrefringente.

Los granates pueden presentar una considerable gama de composiciones de ahí el intervalo de índices de refracción indicado. Su morfología es, muy frecuentemente, euhedral o subhedral.

La fotografía superior muestra varios cristales subhedrales de granate, de la serie del almandino, intercrecidos con cuarzo y mica en una roca metamórfica. El granate destaca bastante claramente sobre los demás minerales debido a su alto relieve y color pardusco. Presenta inclusiones de microblasto siendo ésta una característica muy frecuente.

La fotografía central muestra el mismo campo de imagen observado en nicols cruzados y se aprecia el carácter isótropo de los granates (algunos granates son birrefringentes y pueden mostrar zonados y maclados, puestos de manifiesto por los bajos colores de interferencia; v. fotografía inferior, pág. 5).

La fotografía inferior, tomada en luz plano-polarizada, muestra un granate de tipo melanito (andradita rica en Ti) en una roca ígnea alcalina. Su color marrón oscuro está bastante desigualmente distribuido, pero marca el zonado de los márgenes de los cristales. La morfología euhedral es muy característica. El otro mineral en esta lámina es feldespato alcalino alterado [31]. El estudio de la paragénesis en los miembros del grupo del granate es de gran ayuda en los trabajos mineralógico-petroológicos [41-45].



Muestras superior y central, micaesquisto con granate, Piltlochry, Escocia (GB); aumento: $\times 11$. Muestra inferior, segregación en sienita nefelínica, Assynt, Escocia (GB); aumento: $\times 20$.

Vesubiana (Ves) (idocrasa)



También:

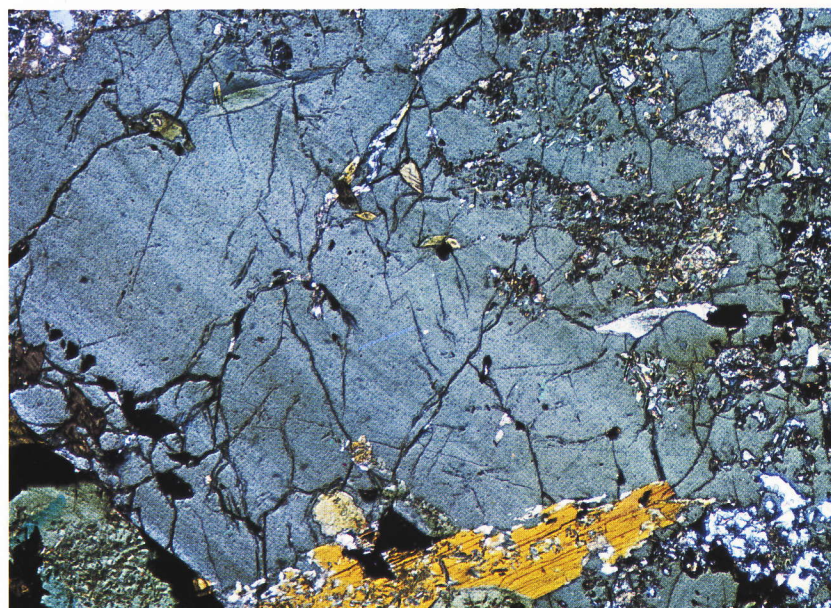
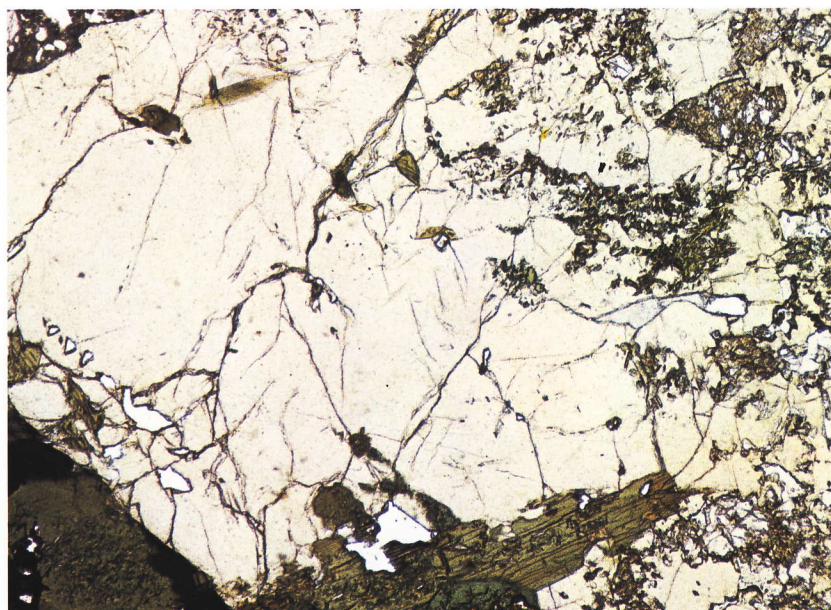


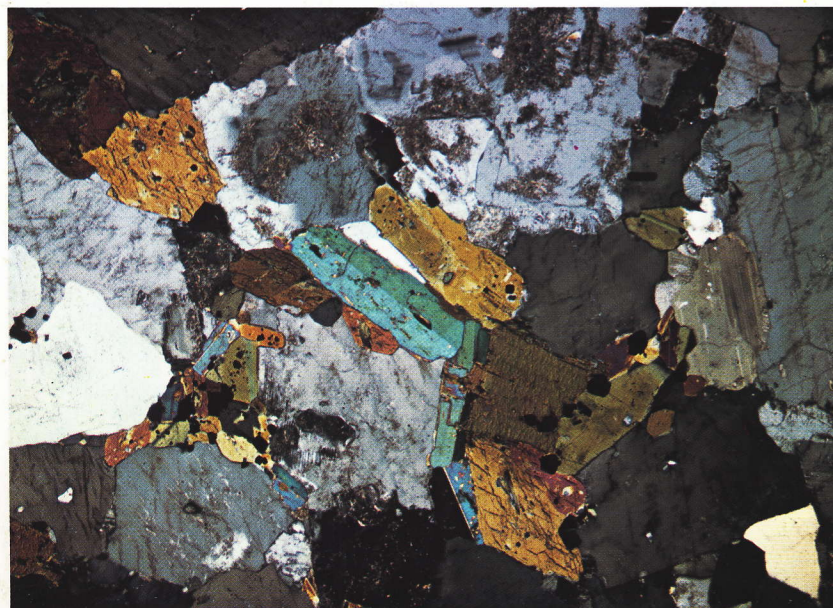
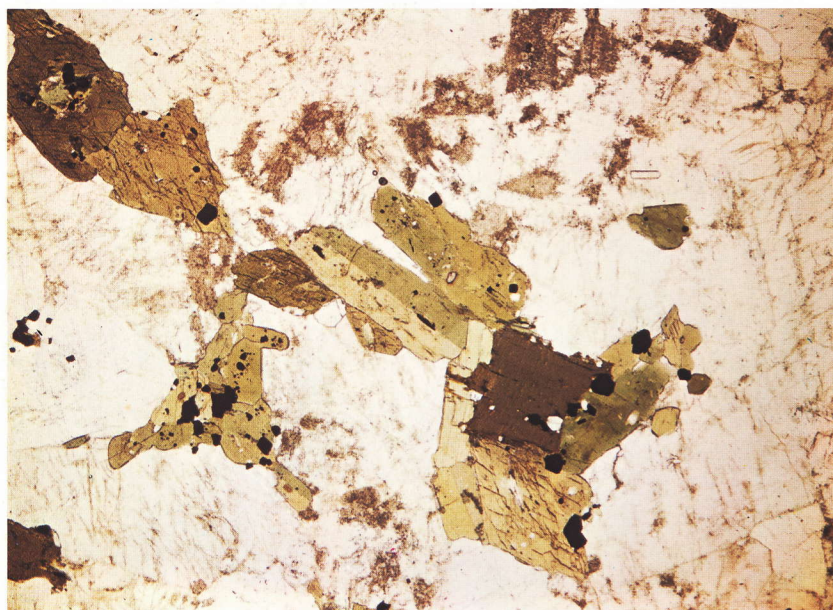
Sistema cristalográfico	=	Tetragonal. Uniáxico (-)
IR ω	=	1,700-1,746
ϵ	=	1,703-1,752
Birrefringencia	=	0,001-0,009
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Negativa

En la fotografía superior, tomada en luz plano-polarizada, un cristal de vesubiana ocupa la mayor parte del campo. Su color, ligeramente marrón-amarillento (puede ser incoloro o ligeramente azulado), puede ser apreciado en contraste con algunos huesos en la lámina. Su relieve, muy elevado, también puede identificarse por comparación con el adhesivo de la preparación.

La fotografía inferior, en nicols cruzados, muestra los característicos colores de interferencia bajos, anómalos (p. ej., azul, púrpura o tonos parduscos), así como los leves indicios de bandeados en los colores de interferencia, hecho frecuente en los cristales grandes e indicativo de zonado. No se aprecian trazas de la exfoliación (mala) en este cristal; la exfoliación es poco neta o invisible en lámina delgada. El anómalo color de interferencia es debido a una intensa dispersión y es la propiedad más útil para identificar este mineral. Normalmente, la vesubiana aparece con granate de tipo grosularia, que puede presentar, también, colores de interferencia bajos, siendo algunas veces difícil distinguir ambos minerales. La forma tetragonal, el alto relieve y la baja birrefringencia facilitan su identificación.

Los cristales de color verde en el margen inferior del campo de observación y las pequeñas inclusiones verdes en la vesubiana son de anfíbol alcalino. La vesubiana es característica de rocas cálcicas metamórficas y skarns; menos frecuente en gneises, se observa en algunas sienitas nefelíticas, serpentinitas y gabros con granate [47].





Hornblenda (Hbl)

En s.s.: $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$

El grupo general es:

$(\text{Na}, \text{K})_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5\text{Si}_{6-7.5}\text{Al}_{2-0.5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Una fórmula más práctica es:

$\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$

Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (-) o (+)

IR β = 1,612-1,731

Birrefringencia = 0,014-0,026

Extinción = Oblicua (12-34°)

Elongación = Positiva

Las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada, muestran hornblenda y biotita, junto con cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa sódica. La hornblenda muestra pleocroísmo, de verde a marrón, mientras que el pleocroísmo de la biotita varía entre marrón claro y marrón oscuro. Algunos de los cristales de hornblenda presentan la morfología característica y dos exfoliaciones a 124°.

En nicols cruzados (fotografía inferior), se puede apreciar el maclado en algunos de los cristales de hornblenda; el color de interferencia más alto que se observa en esta imagen es el azul de segundo orden. La diferencia entre la biotita y la hornblenda se puede observar en esta fotografía, en la cual los colores de interferencia de la biotita (en el cristal grande próximo a la posición de extinción), presentan un aspecto moteado. Respecto a la variedad de composiciones posibles véanse [249-252] y la bibliografía específica del anexo; su amplio espectro de paragénesis se indica en [255-257]. Su nomenclatura está en Leake (1978) —v. bibliografía— [248].

Muestra de un granito, Páramo de Rannoch, Escocia (GB); aumento: $\times 20$.

Hornblenda (Hbl)

En s.s.: $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$

El grupo general es:

$(\text{Na, K})_{0-1}\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5\text{Si}_{6-7,5}\text{Al}_{2-0,5}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Una fórmula más práctica es:

$\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH, F})_2$

Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (–) o (+)

IR β = 1,612-1,731

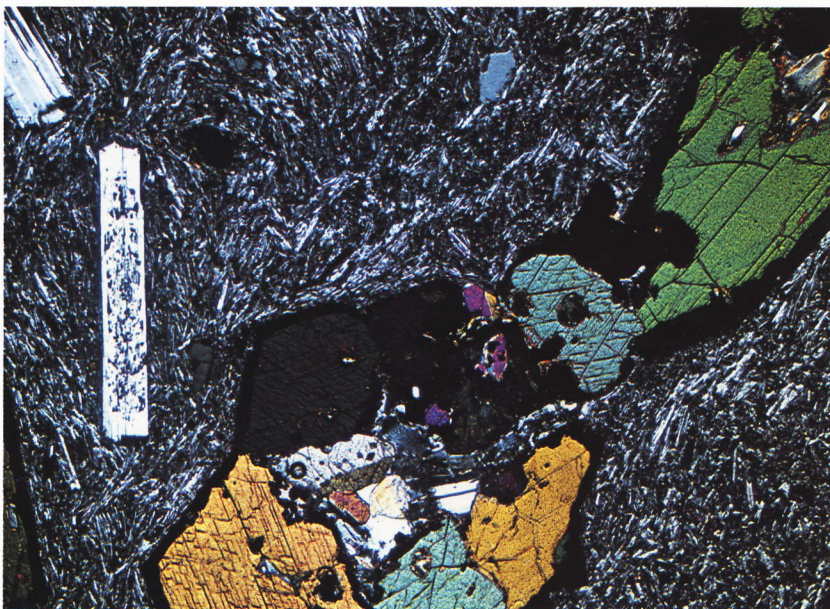
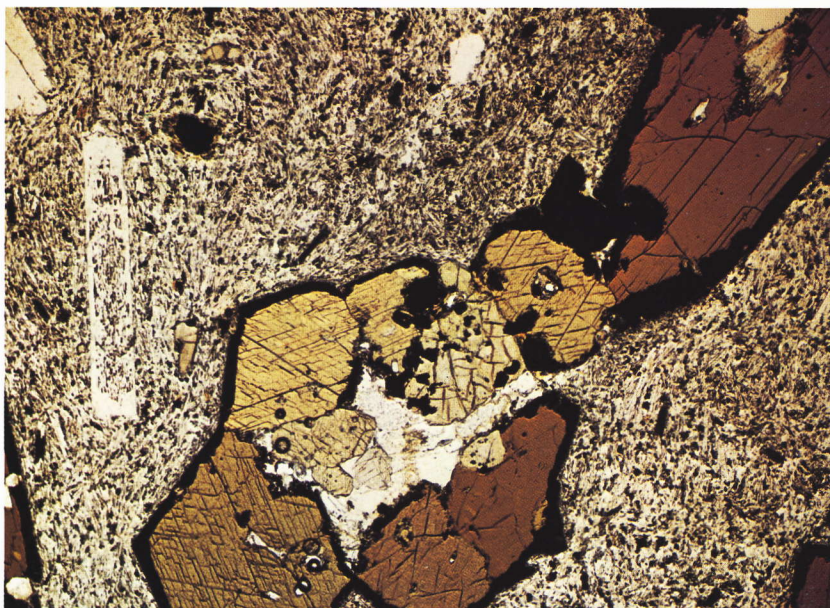
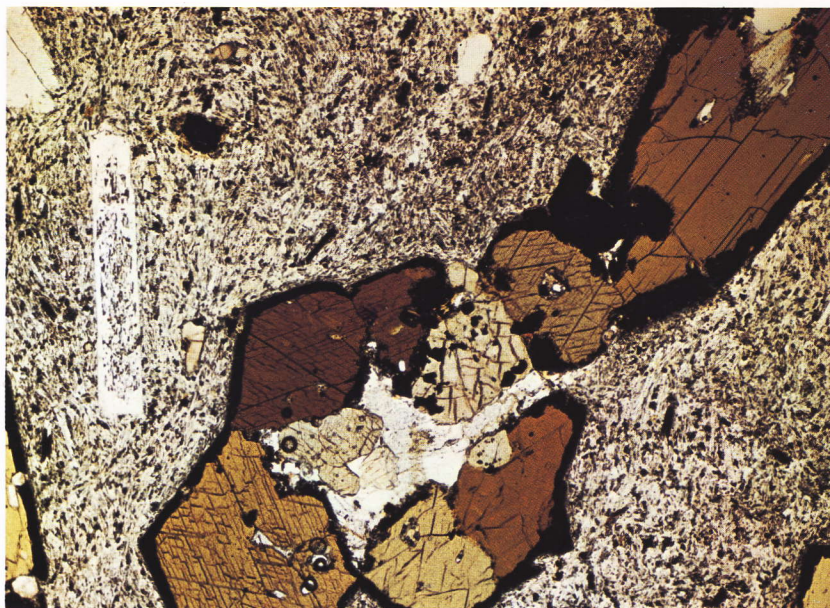
Birrefringencia = 0,014-0,026

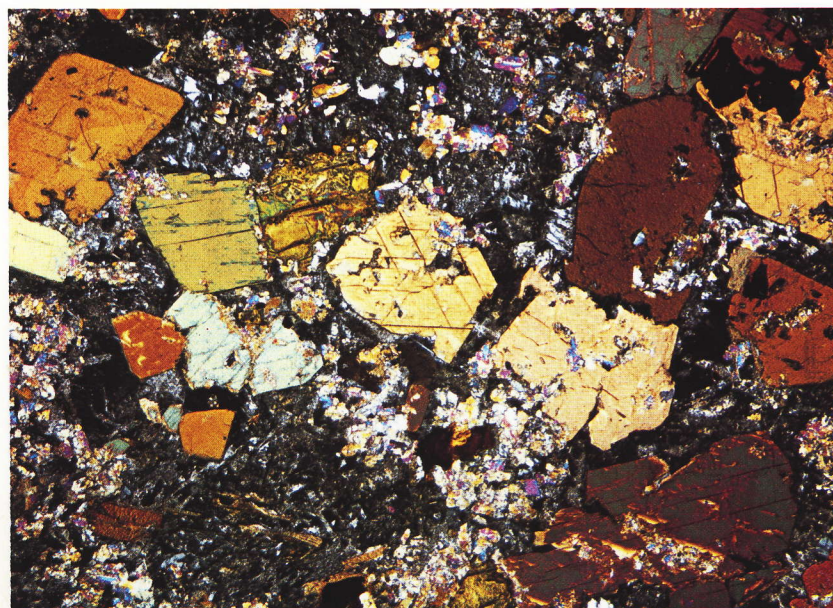
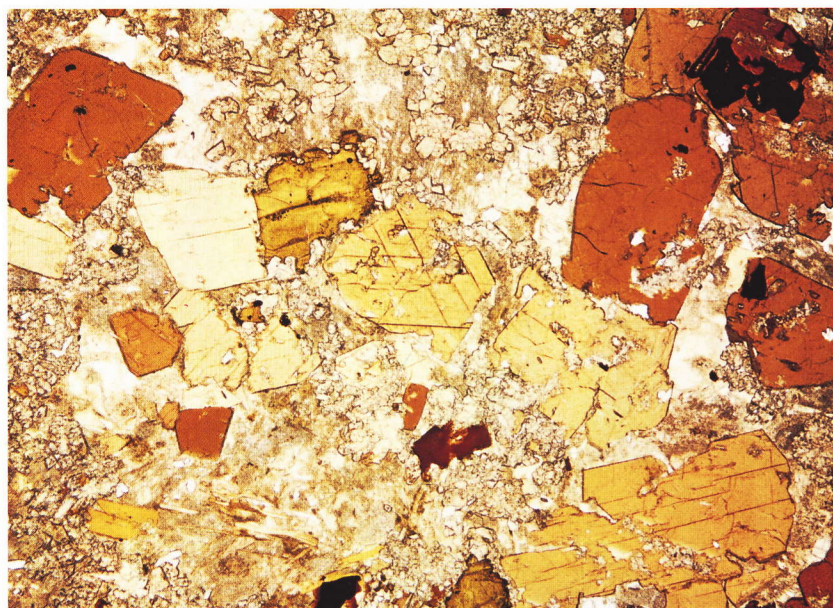
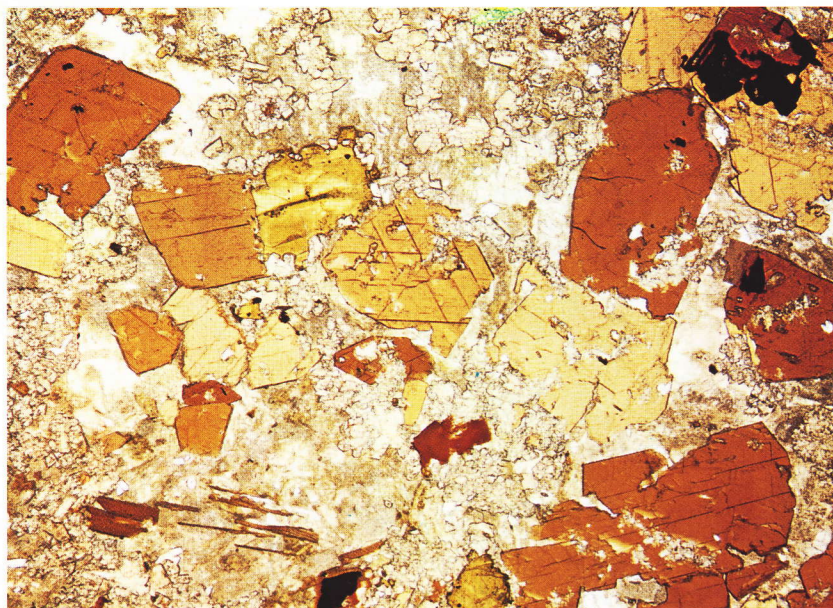
Extinción = Oblicua (12-34°)

Elongación = Positiva

Las fotografías superior y central muestran fenocristales parduscos de hornblenda, junto con fenocristales de plagioclasa en una mesostasia de grano fino, fundamentalmente de feldespato alcalino. La exfoliación y morfología típicas de los anfíboles se pueden apreciar en algunos cristales, así como el pleocroísmo, que es bastante pronunciado. Los bordes opacos son debidos, probablemente, a la formación de magnetita por oxidación del hierro y son bastante comunes en las hornblendas de rocas volcánicas.

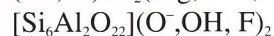
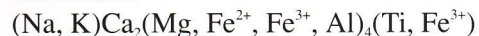
Los colores de interferencia (fotografía inferior) tienden a estar oscurecidos por los colores de absorción; la birrefringencia de la hornblenda común oscila de baja a moderada [248].





Kaersutita (Krs)

En detalle:



Más simplificada:



Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (–)

IR β = 1,683-1,725

Birrefringencia = 0,028-0,047

Extinción = Oblicua (0-19°)

Elongación = Positiva

Las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada, muestran el intenso pleocroísmo y color marrón rojizo que es característico de este mineral. La morfología de anfíbol y las exfoliaciones se aprecian bien en el cristal situado en el centro del campo.

La fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, muestra que los colores de absorción son lo suficientemente intensos como para enmascarar, parcialmente, los colores de interferencia, pero la birrefringencia de este mineral no es una propiedad diagnóstica útil, puesto que varía en una amplia gama. Es difícil distinguir la kaersutita de otros anfíboles marrones. El anfíbol en esta roca fue denominado previamente como barkevikita. En general, la kaersutita es una hornblenda rica en Ti, frecuente en rocas volcánicas alcalinas (como fenocristal y microcristal) desde basaltos hasta traquitas e, incluso, riolitas. Suele presentar un borde externo de opacos (magnetita). Es menos frecuente en camptonitas y monzonitas, y rara en eclogitas [259].

Muestra de lugarita (variedad de teschenita, N. del T.), sill de Lugar, Ayrshire, Escocia (GB); aumento: $\times 20$.

Glaucofana (Gln)



Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (–)

IR β = 1,612-1,650

Birrefringencia = 0,020-0,023

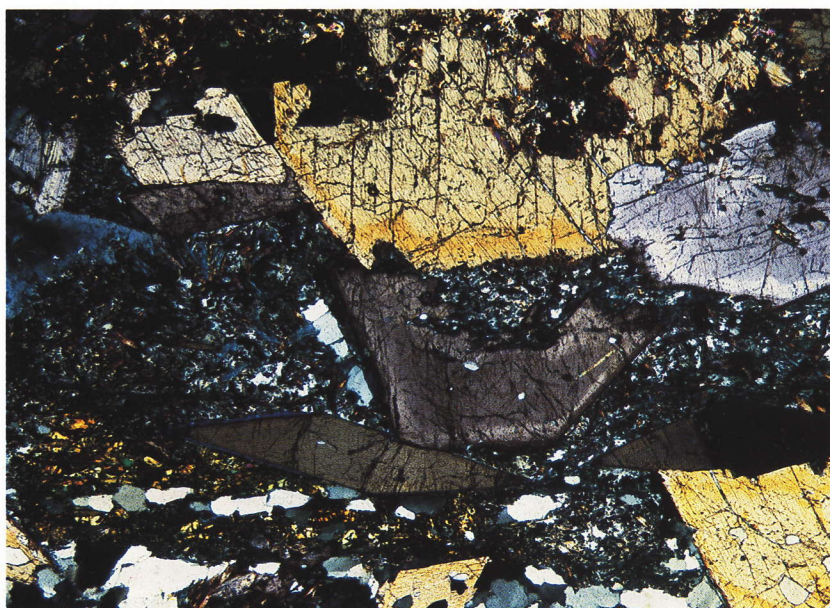
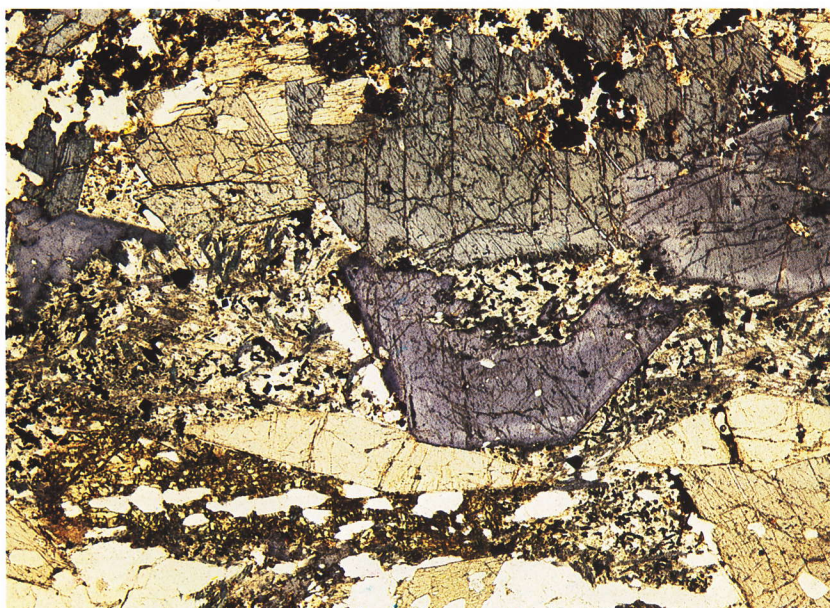
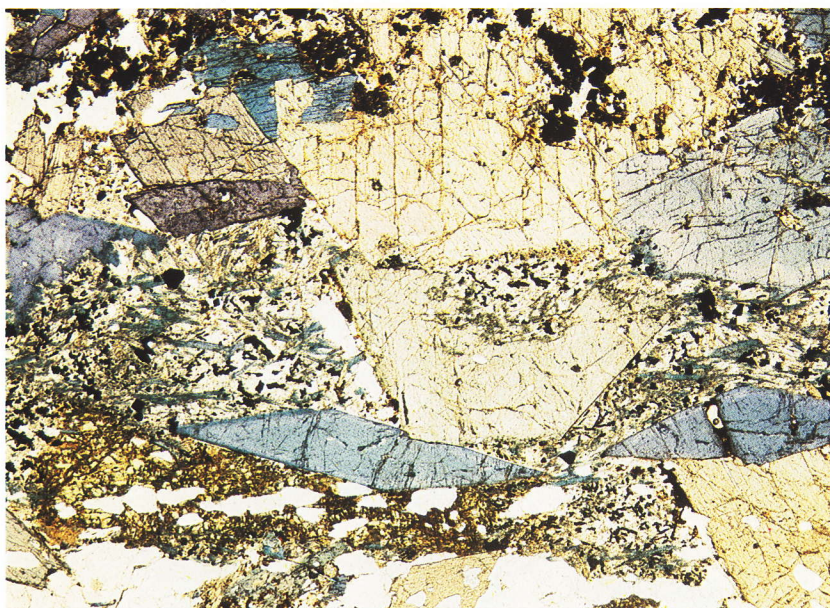
Extinción = Oblicua (4-14°)

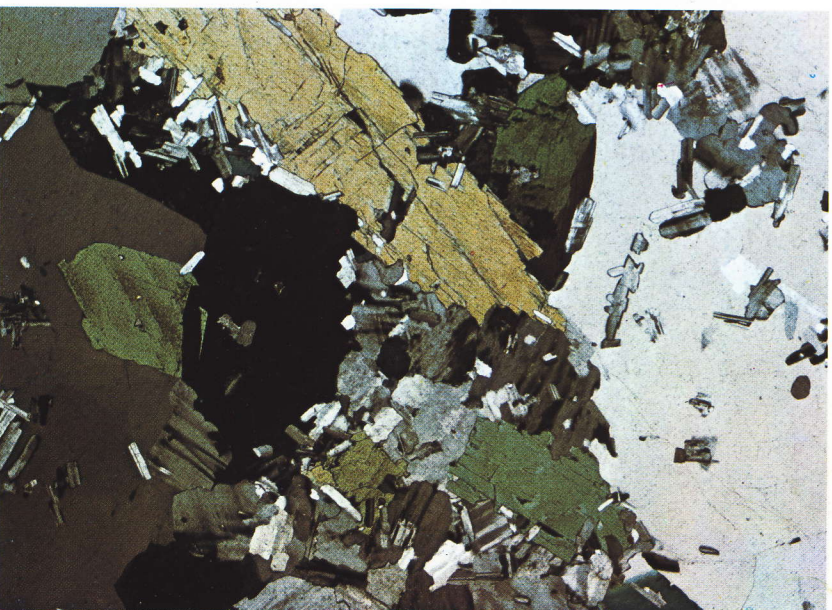
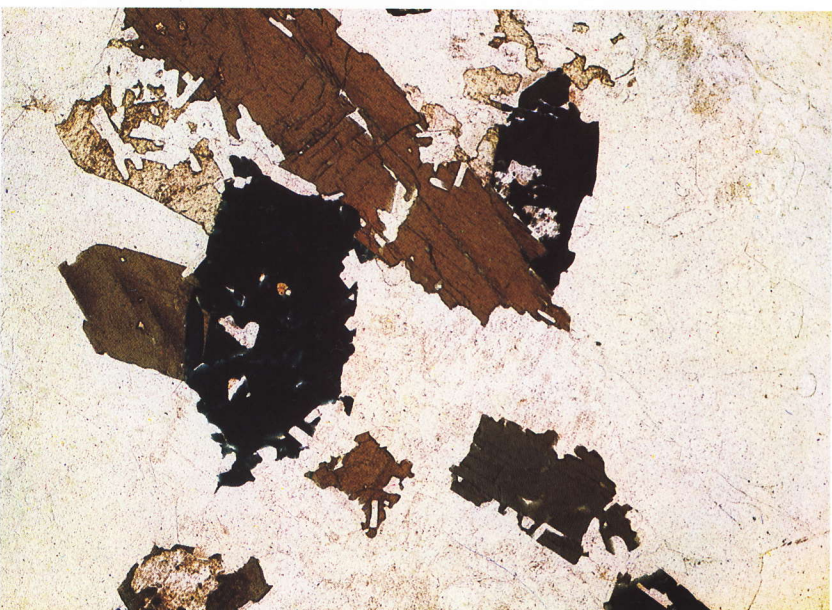
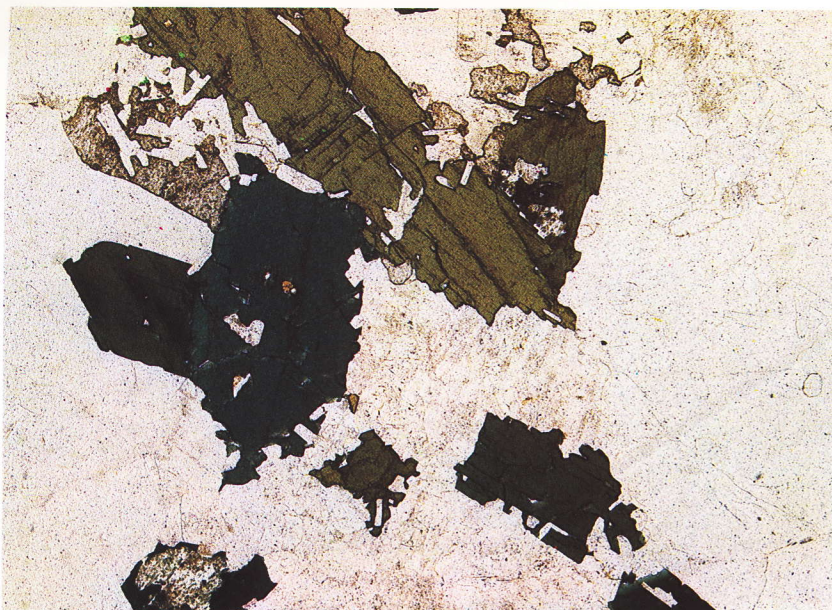
Elongación = Positiva

Las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada, muestran principalmente cristales de glaucofana, junto con algunos pequeños cristales de cuarzo. Las dos exfoliaciones prismáticas a 120° se aprecian claramente, así como los intensos colores de absorción, que varían entre el azul y el azul lavanda, y son típicos de este mineral. Estos colores presentan zonados en las zonas próximas a los márgenes de algunos cristales.

En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, los colores de interferencia son de primer orden, pero anómalos, debido a la superposición de los intensos colores de absorción. El zonado se aprecia incluso más fácilmente en esta imagen.

Los únicos minerales que presentan colores de absorción comparables son la eckermanita, que puede mostrar color lavanda pálido y la yoderita (v. en dicho mineral), pero ambos minerales son bastante infrecuentes. La muestra aquí presentada podría ser descrita más correctamente como crossita, ya que normalmente hay algo de Fe^{3+} en sustitución de Al, y el uso del término glaucofana debe restringirse a composiciones con contenidos bastante bajos en Fe^{3+} . Las relaciones de variación en composición para la glaucofana-(Fe) glaucofana-crossita-(Mg)riebeckita-y riebeckita están indicadas en [262] y estas composiciones están expresadas en manuales más amplios —v. bibliografía—. Las propiedades ópticas diferenciales entre la glaucofana y la riebeckita son manifiestas, así como su diferente ambiente de formación [266, 261].





Arfvedsonita (Arf)



Sistema cristalográfico	= Monoclínico. Biáxico (-)
IR β	= 1,631-1,706
Birrefringencia	= 0,010-0,012
Extinción	= Oblicua (0-29°)
Elongación	= Negativa

En las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada, la arfvedsonita se reconoce por sus colores de absorción, que varían entre azul prusia oscuro y verde pardusco. El color azul puede llegar a ser tan intenso que el mineral parezca opaco. Ninguno de estos cristales muestra las exfoliaciones características de los anfíboles, pero el color y pleocroísmo son característicos. En esta roca, la arfvedsonita se presenta intercrecida con feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo.

En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, la arfvedsonita muestra colores de interferencia anómalos, debido a los fuertes colores de absorción. La birrefringencia es baja, por lo cual no cabe esperar colores de interferencia brillantes.

Es difícil distinguir la arfvedsonita de la riebeckita, ya que ambos minerales pueden mostrar el color de absorción azul oscuro que aquí se ilustra, pero la riebeckita no presenta el color pardusco que se observa en esta muestra y la arfvedsonita presenta un ángulo de extinción mayor que la riebeckita. La arfvedsonita es frecuente en granitos con alto Na y en sienitas nefelínicas. Rara en rocas metamórficas [272]

Muestra de sienita, intrusión de Illimaussaq, oeste de Groenlandia; aumento: $\times 32$.

Enigmatita* (Aen)



Sistema cristalográfico = Triclínico. Biáxico (+)

IR β = 1,805-1,826

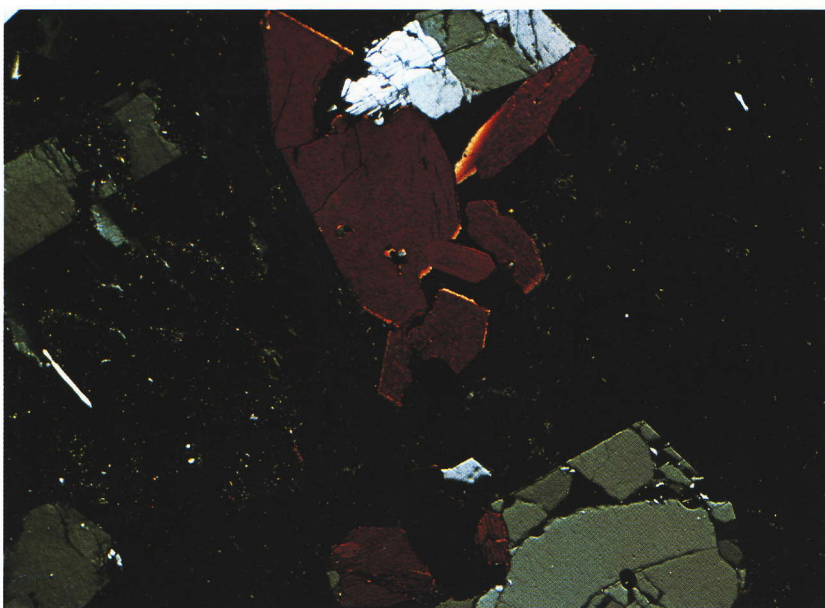
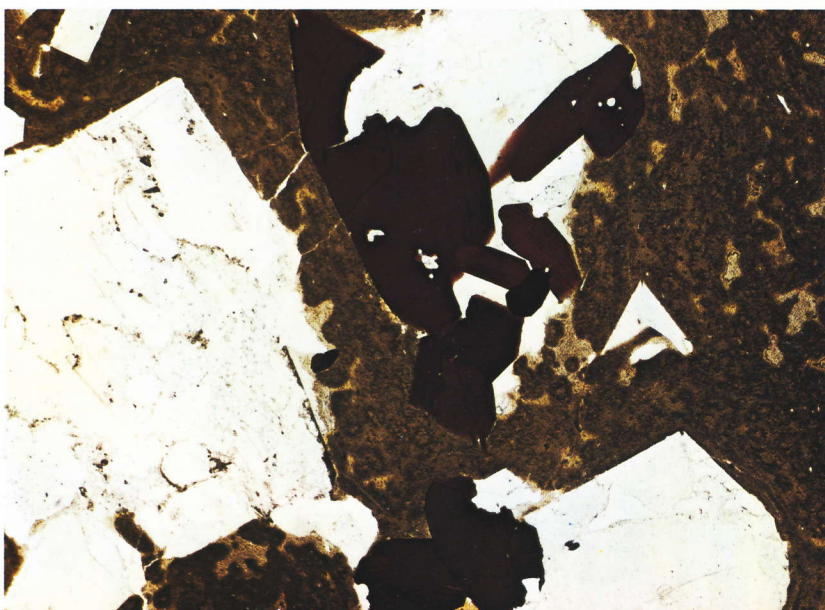
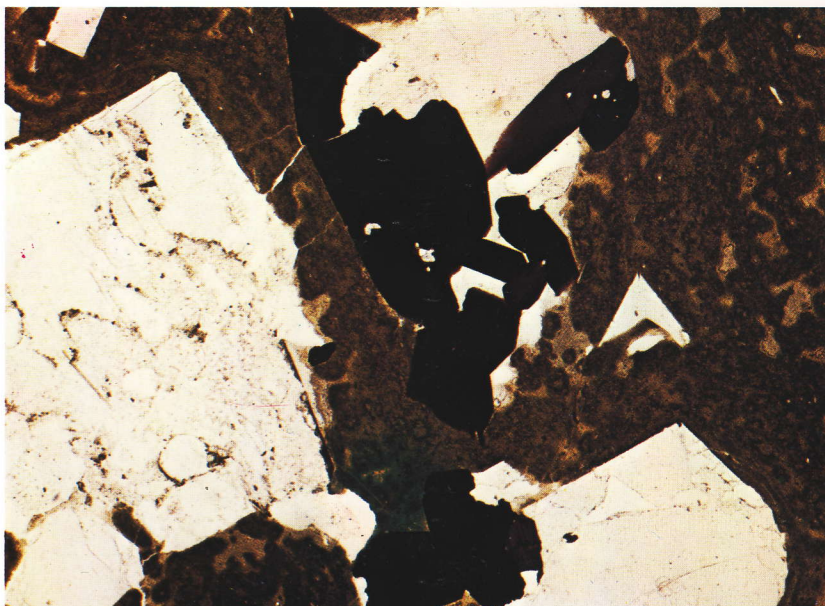
Birrefringencia = 0,07-0,08

Extinción = Oblicua (4-45°)

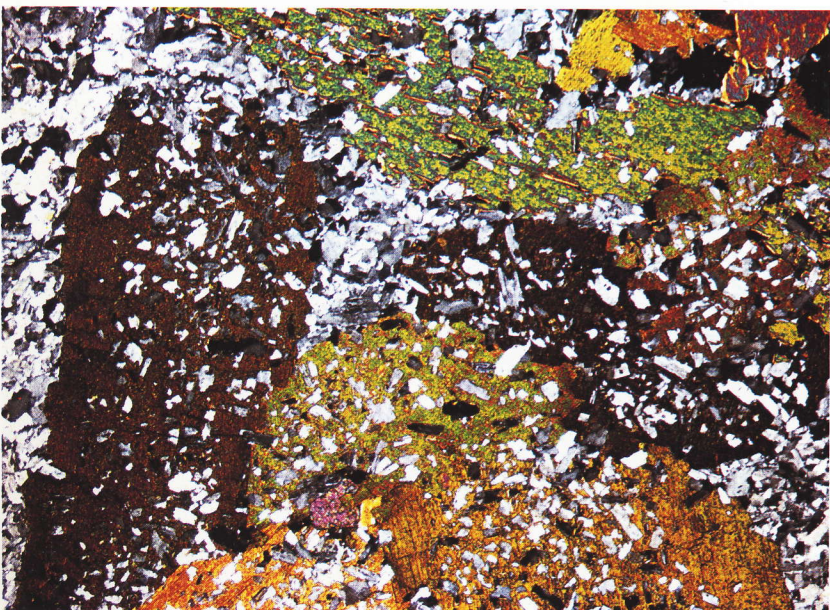
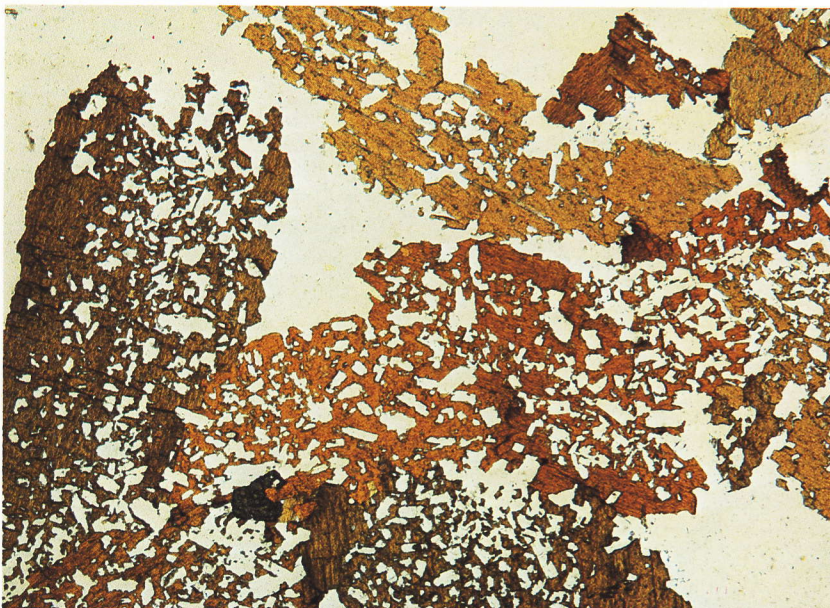
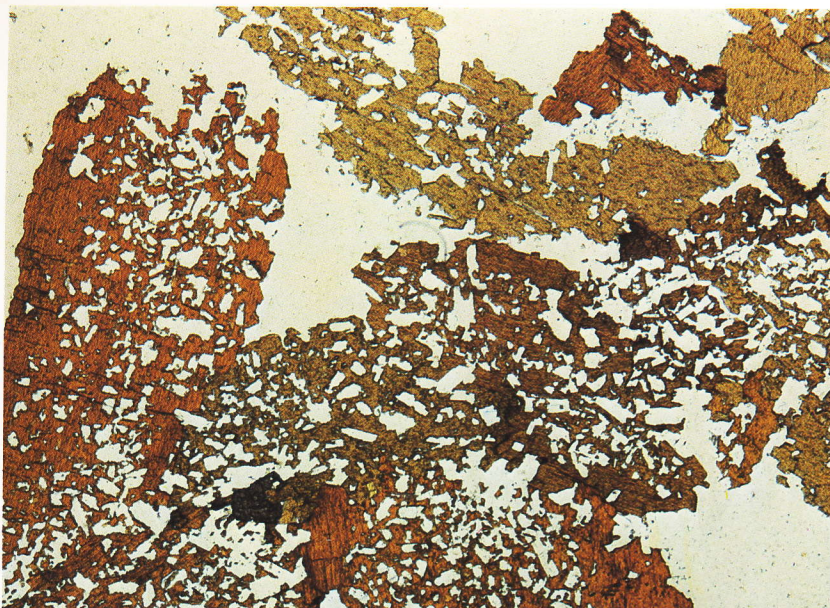
En las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada, los cristales de color marrón muy oscuro son de enigmatita. Algunas veces, este mineral es tan oscuro que puede parecer opaco, pero el color marrón se puede apreciar, normalmente, en los bordes de los cristales. Algunos de los cristales muestran exfoliaciones y uno de ellos, en el borde inferior del campo de imagen, presenta dos familias de planos de exfoliación a unos 120°; en este sentido, puede ser confundido con un anfíbol. El pleocroísmo que presenta puede ser apreciado comparando estas dos fotografías (tonos marrones de oscuro a más claro).

En nicoles cruzados (fotografía inferior), el color marrón enmascara cualquier posible color de interferencia, por lo cual no es posible estimar la birrefringencia. Los grandes cristales rectangulares en esta imagen son feldespatos alcalinos ricos en sodio, uno de los cuales está en posición de extinción. El resto del campo de imagen está ocupado por un vidrio pardusco. Este mineral es frecuente en sienitas (con o sin nefelina) y en granitos ricos en Na y Si [221].

*N. del T. El término enigmatita procede del griego *ainigma*, por su dificultad para encontrar la composición química, y esta transcripción española debería preferirse al todavía usual inglés de aenigmatita.



Astrofilita (Ast)



Sistema cristalográfico	= Triclínico. Biáxico (+)
IR β	= 1,703-1,738
Birrefringencia	= 0,06 (aproximada)
Extinción	= Recta
Elongación	= Positiva

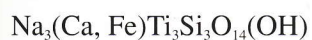
La astrofilita normalmente se presenta en forma de cristales aciculares en agregados radiales, pero en esta lámina delgada se presenta en cristales bastante alotriomorfos, con muchas inclusiones, en una matriz holocristalina de grano fino. Las fotografías superior y central muestran el pleocroísmo de este mineral, que varía entre el marrón y el amarillo. Algunos cristales presentan un color amarillo mucho más definido que el que aquí se ilustra. La mayor parte de los cristales muestran una dirección de exfoliación.

Debido a los intensos colores de absorción, es difícil identificar el orden de los colores de interferencia de este mineral, que se aprecian en la fotografía inferior, tomada en nicoles cruzados; el cristal grande en la parte superior del campo de la imagen presenta un color de interferencia verde de tercer orden, que indica una birrefringencia de, al menos, 0,04; por este dato sabemos que la birrefringencia es bastante alta.

Los cristales de menor tamaño en esta roca son de plagioclasa sódica. La astrofilita es frecuente en sienitas nefelínicas, en pegmatitas y en granitos alcalinos [322].

Muestra de microsienita, este de Groenlandia; aumento: $\times 20$.

Lamprofilita (Lpt)



Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (+)

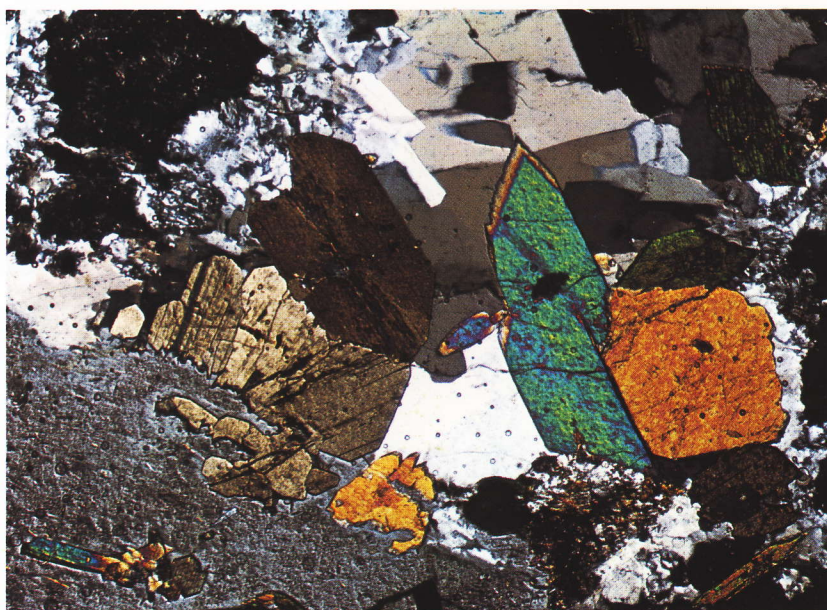
IR β = 1,747-1,754

Birrefringencia = 0,032-0,035

Este mineral se ha incluido, ya que aparece en algunas de las rocas del complejo de Pilansberg y de la Montañas Bearpaw en Montana, y estas rocas pueden estar representadas en muchas colecciones docentes.

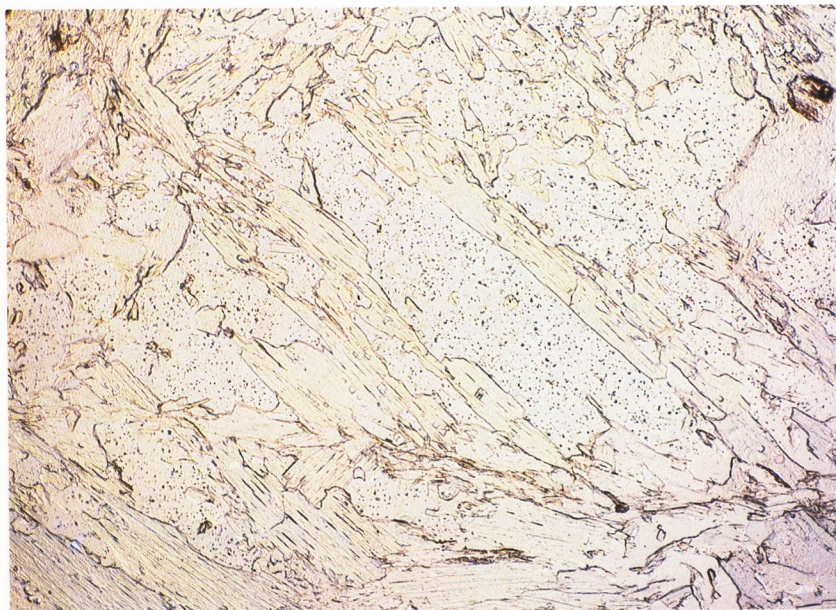
La lamprofilita es el mineral de color marrón pálido que presenta un ligero pleocroísmo (compárense las fotografías superior y central). Se pueden observar algunos cristales euhedrales y la exfoliación es visible en otros. (Los minerales con coloraciones verdosas son aegirina-augita y arfvedsonita; el mineral incoloro es principalmente feldespato alcalino).

En nicoles cruzados (fotografía inferior) algunos de los cristales de lamprofilita muestran colores de interferencia ligeramente anómalos y uno de ellos, que presenta un zonado en reloj de arena, muestra un color marrón claramente anómalo. Este cristal está cortado en una sección casi perpendicular a un eje óptico y el color anómalo es debido a la dispersión de los ejes ópticos. El maclado es apreciable en uno de los cristales. El color de interferencia azul es un azul de segundo orden, como se puede apreciar en el extremo en cuña de uno de los cristales.



Muestra de foyaíta (sienita nefelínica hipersolvus, N. del T.) verde, Pilansberg, Sudáfrica; aumento: $\times 44$.

Moscovita (Ms)



Sistema cristalográfico	= Monoclínico. Biáxico (-)
IR β	= 1,582-1,615
Birrefringencia	= 0,036-0,049
Extinción	= Recta
Elongación	= Positiva

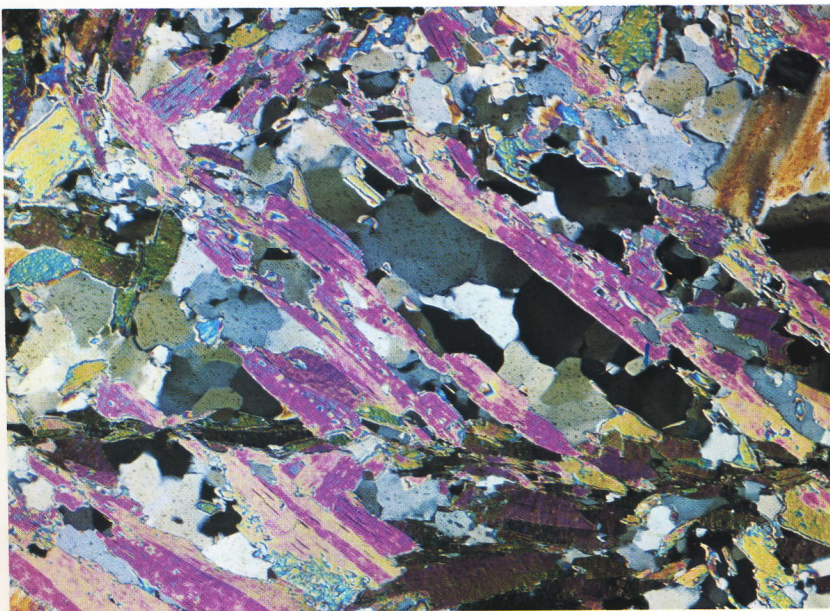
En la fotografía superior (luz plano-polarizada), se puede apreciar que esta moscovita presenta un ligero color verdoso-amarillento, en contraste con el cuarzo, con el cual se presenta intercrecida; este hecho podría ser debido a que la composición del mineral corresponda más bien a una fengita que a moscovita, pero en este caso, se debe a una ligera polarización anómala en el fotomicroscopio. La mayor parte de los cristales presenta la exfoliación basal perfecta.

En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, la mayoría de los cristales presentan colores de interferencia muy similares, ya que la roca presenta una orientación preferente; uno de los cristales, próximo a la esquina superior derecha de la fotografía, está cortado en una sección casi paralela a la exfoliación basal y daría, por tanto, una buena figura de interferencia. Muchos cristales presentan maclado y aquellos que se encuentran próximos a la posición de extinción muestran el aspecto abigarrado que es característico de todas las micas [288].

Aunque presenta buenas propiedades distintivas, las confusiones más próximas son el talco (asociado a rocas magnesianas), la pirofilita (ángulo $2V$ mayor que el de la moscovita) y la paragonita (frecuente en esquistos muy sódicos con distena y estauroлита). La fengita [290] es una variedad de la moscovita con una relación $\text{Si}:\text{Al} > 3:1$ y donde el aumento en Si se acompaña por la sustitución de Mg o Fe^{2+} por Al en posición octaédrica. Las idromoscovitas (sericita, damourita, pinnita e illita) comprenden un contenido en H_2O más alto que el de la moscovita.

La moscovita es componente frecuente en rocas ígneas ácidas (granitos o pegmatitas) acompañada por microclina o biotita (granitos de dos micas); también es frecuente en rocas metamórficas y en greisen. Es secundaria en rocas volcánicas.

Muestra de un esquisto con cianita, Hamma of Snarravae, Unst, Shetland, Escocia (GB); aumento: $\times 44$.



Biotita (Bt)



Sistema cristalográfico	= Monoclínico. Biáxico (—)
IR β	= 1,605-1,696
Birrefringencia	= 0,04-0,08
Extinción	= Recta
Elongación	= Positiva

La biotita presenta, de modo invariable, color marrón o verde. Las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada, muestran el campo casi completamente ocupado por biotita, en la que se pueden apreciar numerosos halos pleocroicos, marrón oscuro a negro. La exfoliación basal, perfecta, puede observarse en muchos de los cristales. El color de absorción máximo se presenta cuando la dirección del polarizador es paralela a la exfoliación.

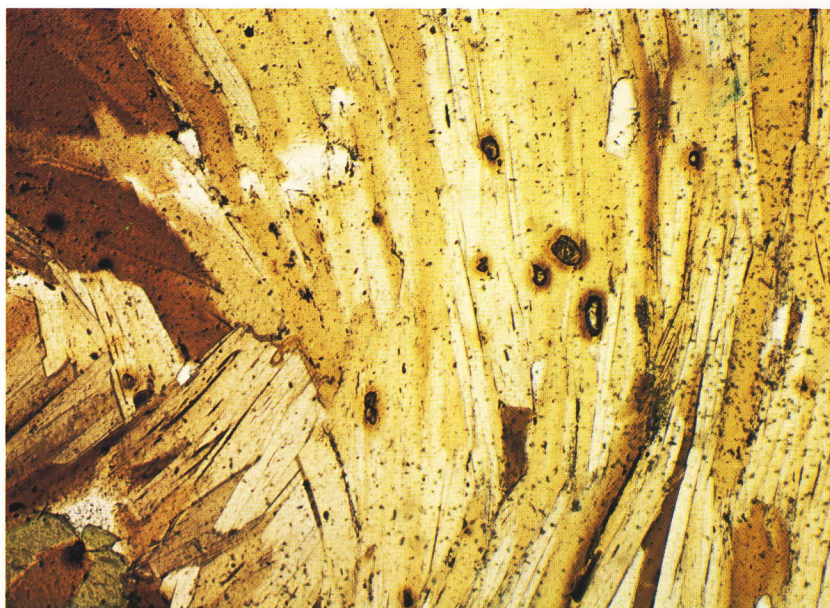
En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, los cristales que ocupan el centro del campo están bastante próximos a la posición de extinción; esta orientación se ha elegido para enfatizar el aspecto abigarrado que es característico de todas las micas y que es más claramente visible en las posiciones cercanas a la de extinción.

El cristal verdoso situado en el extremo inferior izquierdo del campo de imagen es turmalina [298].

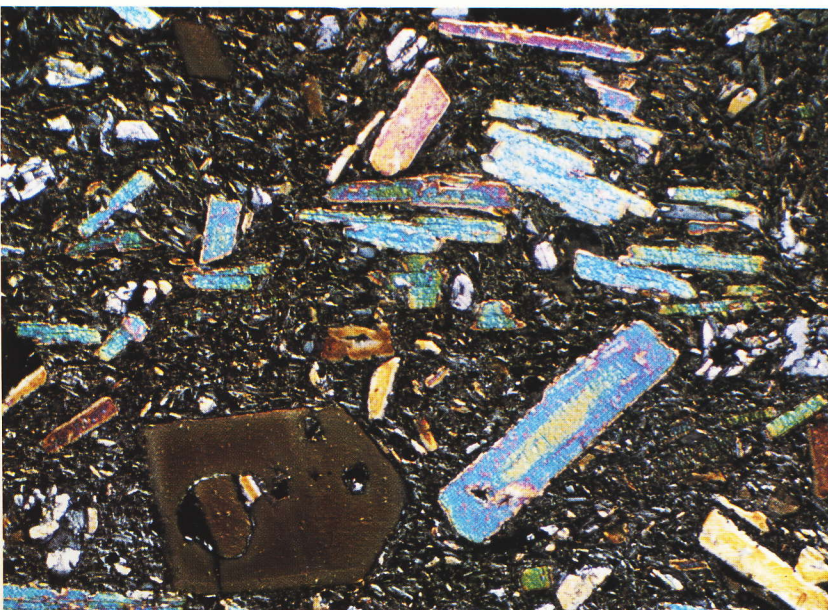
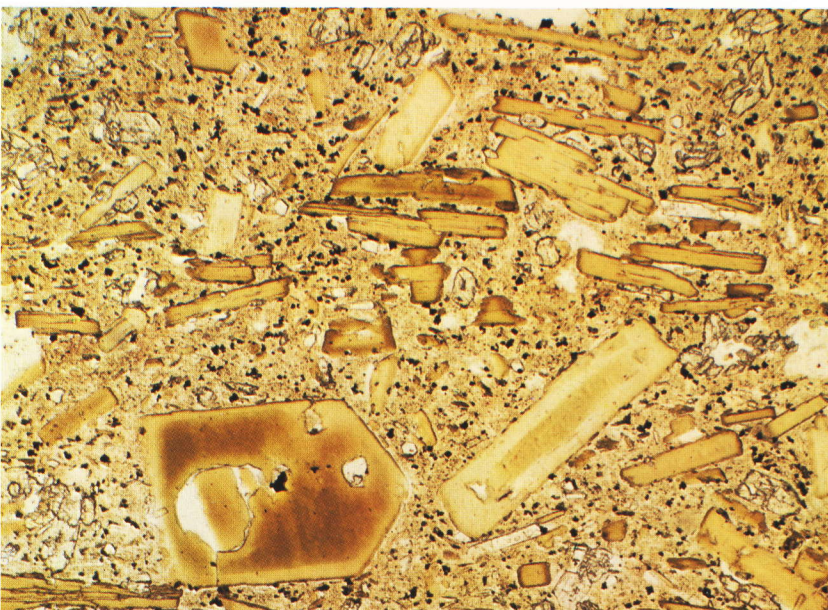
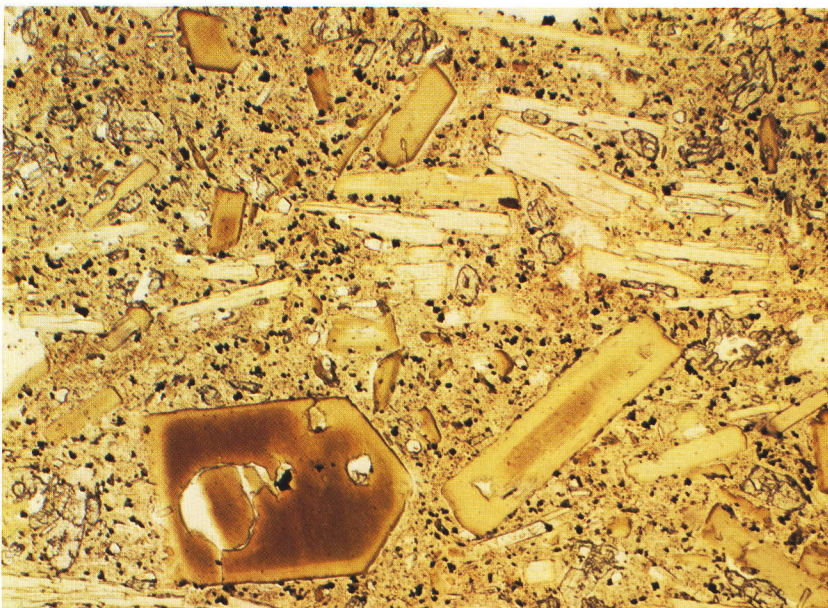
La distinción con la turmalina (pleocroísmo inverso, sin exfoliación y elongación negativa) es fácil, así como respecto a las hornblendas pardas (diferente exfoliación y ángulo de extinción variable). La astrofilita presenta un pleocroísmo inverso (v. este mineral, pág. 52).

La biotita se altera a clorita o vermiculita (de forma parcial a total) y el exceso de Fe en la biotita se concentra en la exfoliación de la clorita. En rocas volcánicas, la biotita suele presentar un borde negruzco de opacos.

Es típica de rocas ígneas (plutónicas y volcánicas), en rocas metamórficas y algunos lamprófidios. Una clasificación sencilla de las biotitas se muestra en [299], pero para estudios genéticos deben consultarse las obras especializadas —v. bibliografía—.



Biotita (Bt)



Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (–)

IR β = 1,605-1,696

Birrefringencia = 0,04-0,08

Extinción = Recta

Elongación = Positiva

Estas fotografías muestran fenocristales marrones de biotita en una mesostasia de grano fino. La variación en los colores de absorción al rotar el polarizador (fotografías superior y central) y el zonado de los colores de absorción se aprecian claramente. Este zonado es debido, probablemente, a variaciones en los contenidos en hierro y titanio.

En la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, se puede apreciar que también existe un zonado en los colores de interferencia. El cristal alargado situado en el cuadrante inferior derecho, muestra colores de interferencia azules y amarillos de segundo orden.

El resto de los minerales de la roca son feldespatos y algunos microfenocristales de piroxeno (elevado relieve) [298].

Muestra de lamprófido, Puffin Bay, Herme, islas del Canal; aumento: $\times 32$.

Estilpnomelana* (Stp)



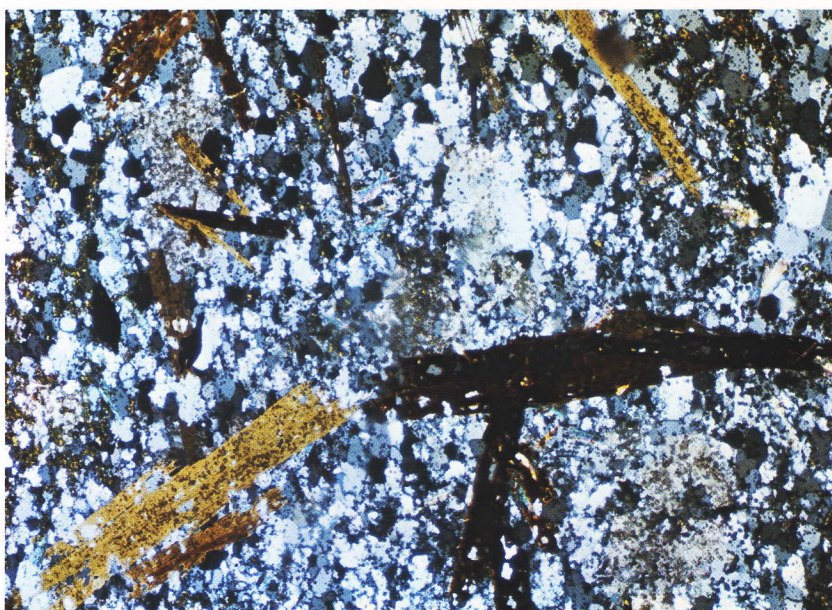
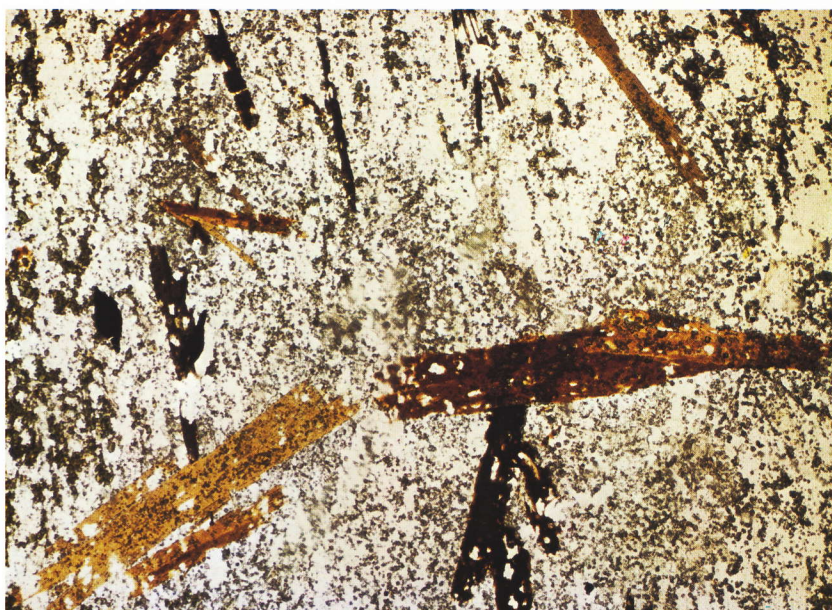
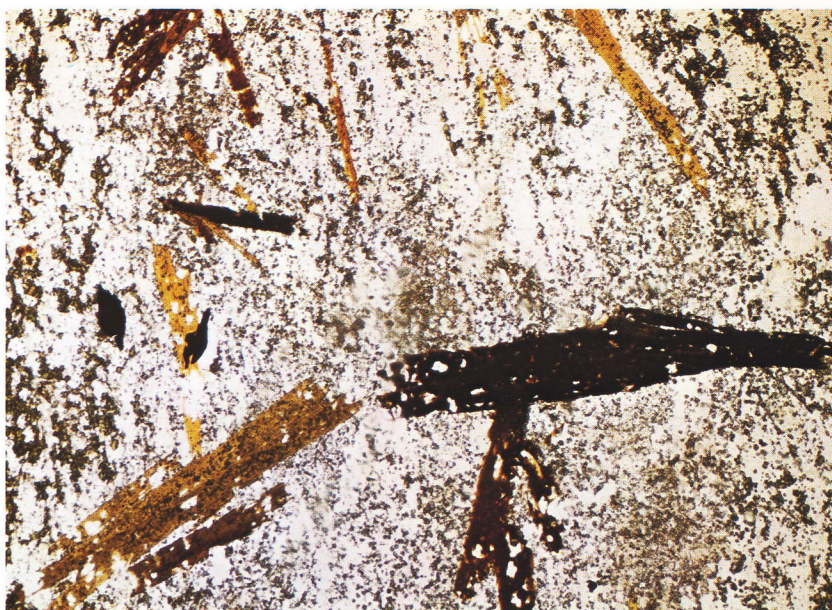
Sistema cristalográfico	= Monoclínico. Biáxico (-)
IR β	= 1,576-1,745
Birrefringencia	= 0,03-0,11
Extinción	= Recta
Elongación	= Positiva

Los cristales marrones con morfología tabular que se observan en estas fotografías son de estilpnomelana; el intenso pleocroísmo está claramente ilustrado en las fotografías superior y central, tomadas en luz plano-polarizada, con el polarizador rotado 90°. Puede ser marrón, como en este ejemplo, o verde y, por tanto, puede ser confundida con biotita, pero la exfoliación no está tan bien desarrollada en este mineral como en las biotitas. Esta muestra, parcialmente oxidada, presenta por este motivo, un color marrón más oscuro de lo esperable en una muestra fresca.

Los colores de interferencia están generalmente enmascarados por el color de absorción marrón, como se puede apreciar en la fotografía inferior, tomada en nicols cruzados. Hay algunos signos de otra exfoliación, ortogonal a la longitud de los cristales, y cuando ambas exfoliaciones son apreciables, esta observación es útil para distinguir la estilpnomelana de la biotita. En resumen: se diferencia de la biotita por presentar una exfoliación basal menos perfecta, una exfoliación imperfecta perpendicular a (001), pleocroísmo diferente (amarillo a verde), una mayor birrefringencia, un ángulo 2V variable (0-40°) y, a veces, es uxiáxica. Además, el ambiente de formación es diferente: esquistos verdes y, en general, está asociada a clorita, epidota, albita, granate, etc.

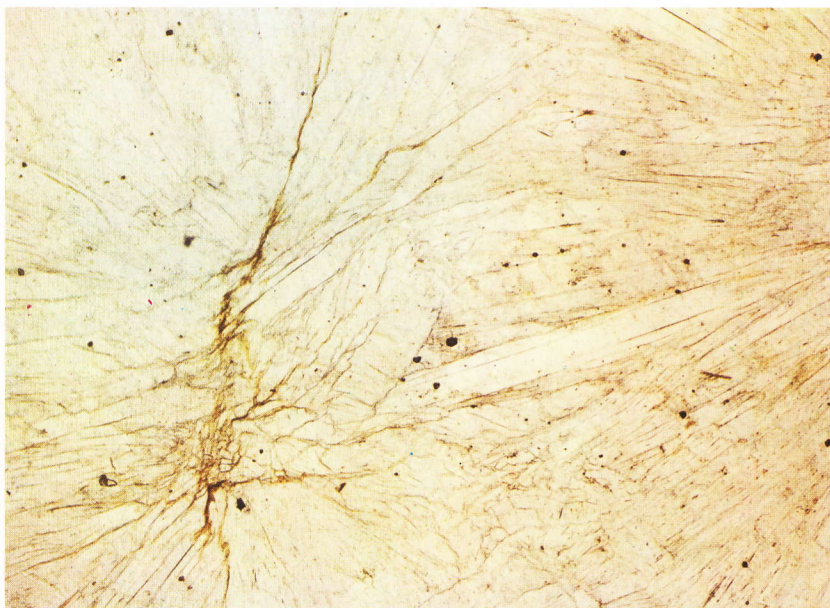
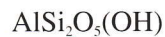
La fórmula química indicada arriba está simplificada y no representa la amplia variación de composición que puede tener este mineral [318].

*N. del T. Del griego *stilpnos*, brillante, y *melas*, negro. La transcripción española es preferible al término inglés *stilpnomelane*.



Muestra de una roca ferruginosa metamorfizada, Laytonville, California, EE. UU.; aumento: $\times 32$.

Pirofilita (PrI)

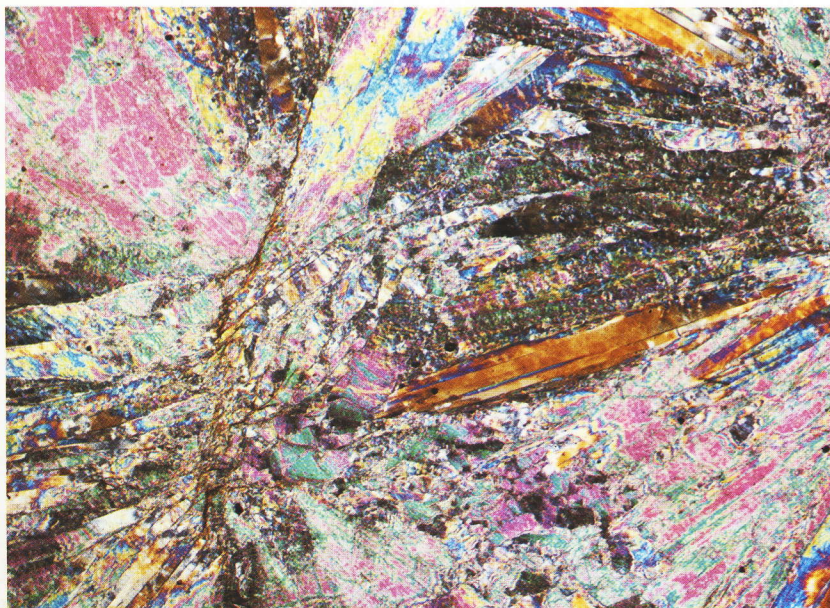


Sistema cristalográfico	=	Monoclínico. Biáxico (-)
IR β	=	1,586-1,589
Birrefringencia	=	0,050
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Positiva

La fotografía superior muestra un campo de imagen ocupado casi en su totalidad por pirofilita, pero no se identifican características que permitan distinguir fácilmente la pirofilita de la moscovita.

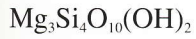
En nicoles cruzados —fotografía inferior— el aspecto moteado es, también, similar al de la moscovita. La elección de esta lámina se basa en el, relativamente, gran tamaño de los cristales de pirofilita y en que, si se observa la figura de interferencia, ésta permite identificar un ángulo de los ejes ópticos moderado ($53-60^\circ$), en contraste con el bajo valor que se aprecia en las moscovitas ($30-50^\circ$). Normalmente, la pirofilita aparece en cristales tan pequeños que es imposible obtener la figura de interferencia en ellos. Los valores de la moscovita ($2V = 30-50^\circ$) y del talco ($2V = 0-30^\circ$) se distinguen del valor de la pirofilita ($2V = 53-60^\circ$). A su vez, la caolinita tiene menor birrefringencia que la pirofilita [324].

El ambiente de formación es importante [326]; se presenta en rocas metamórficas ricas en Al y en esquistos verdes. Es secundario por alteración hidrotermal de feldespatos y moscovita.



Muestra de una localidad desconocida; aumento: $\times 72$.

Talco (Tlc)



Sistema cristalográfico	= Monoclínico. Biáxico (-)
IR β	= 1,589-1,594
Birrefringencia	= 0,05
Extinción	= Recta
Elongación	= Positiva

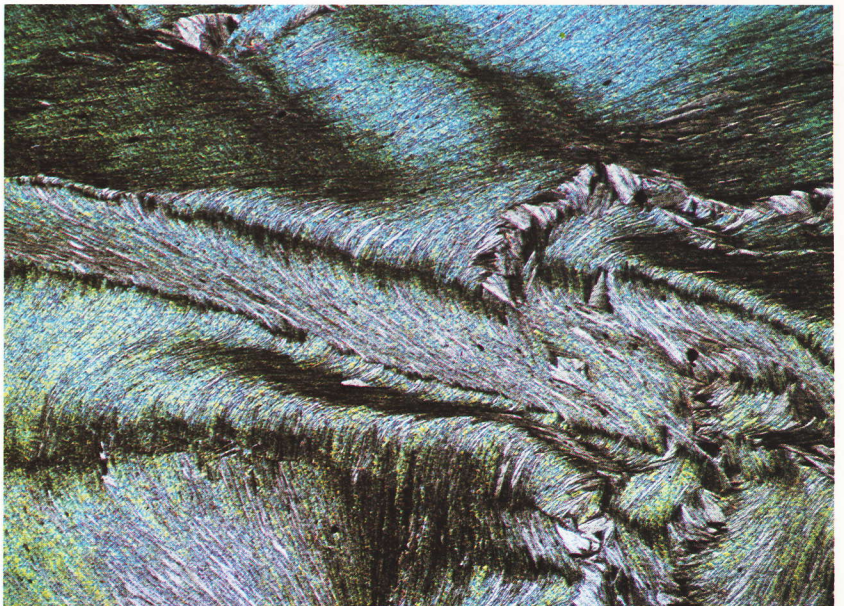
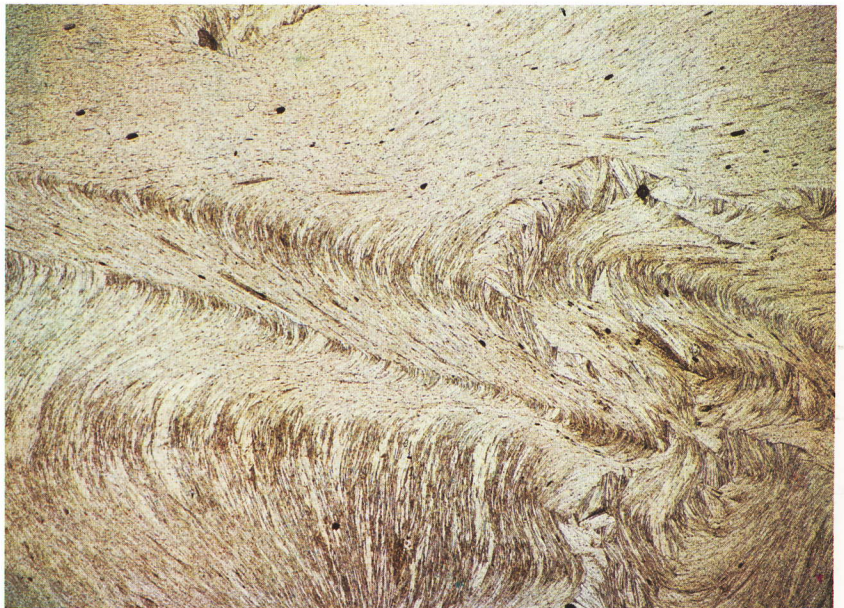
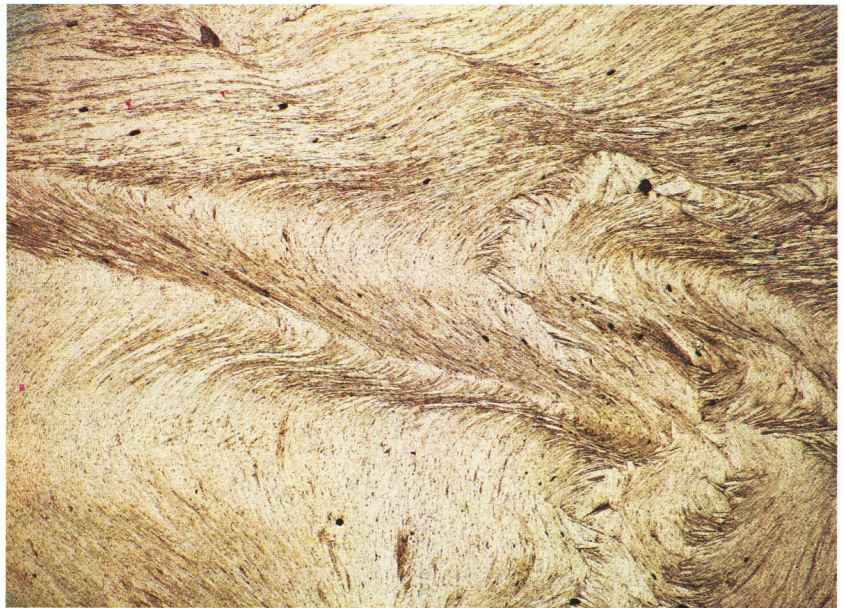
La mayor parte del campo de imagen está ocupado por talco en una roca muy deformada. Es mucho más sencillo identificar el talco en muestra de mano, debido a su tacto untuoso, que en lámina delgada, puesto que puede ser confundido con una mica blanca. La variación de relieve apreciable en diferentes partes de las bandas, fuertemente plegadas, de talco está bien representada en las fotografías superior y central, tomadas con el polarizador en posiciones ortogonales respectivamente.

La fotografía inferior, tomada en nicols cruzados, muestra colores de interferencia de segundo orden en casi toda la imagen, excepto en algunas áreas en las que se aprecian cloritas intercrecidas con el talco. La clorita presenta un color de interferencia gris o blanco de primer orden [327].

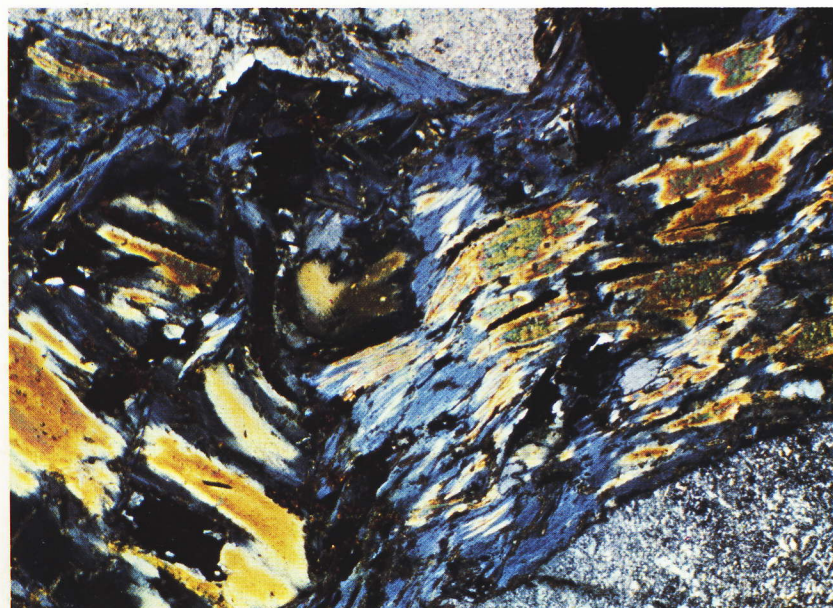
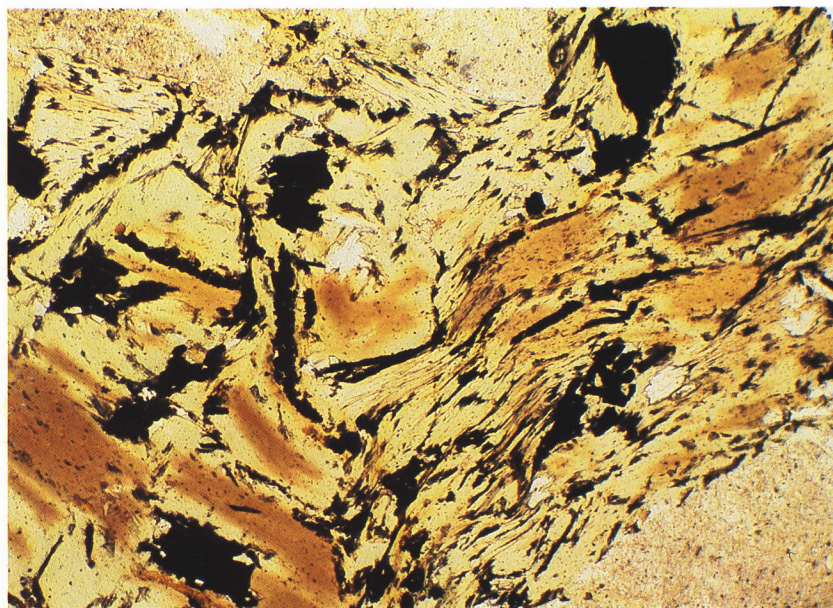
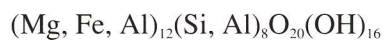
La variedad férrica (Fe^{2+} , Fe^{3+}) sustituyendo algo de Mg, y parte de Al por Si, es incolora a ligeramente pleocroica (amarillo-verde). Es difícil distinguir el talco criptocristalino y la sericita, y no así de la pirofilita y la moscovita que tienen valores 2V mayores (v. estos minerales); la brucita es biáxica (+) y presenta colores de interferencia distintos y, por último, la sepiolita presenta una birrefringencia y un valor 2V ($0-60^\circ$) mayor. Estas distinciones requieren mucha atención según casos concretos.

El ambiente de formación [330] es el de rocas metamórficas (regional) en metamorfismo de contacto y, también, como mineral hidrotermal en rocas ultrabásicas.

Muestra de Madran Mountain, Macizo de Menderes, Turquía suroccidental; aumento: $\times 27$.



Clorita (Chl)



Sistema cristalográfico	= Monoclínico. Biáxico (+) o (-)
IR β	= 1,57-1,69
Birrefringencia	= 0,00-0,02
Extinción	= Recta
Elongación	= Positiva

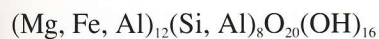
El término clorita incluye una amplia gama de composiciones minerales, sin embargo, la mayor parte de los minerales de este grupo son incoloros o de color verde; cuando un mineral verdoso se observa intercrecido con biotita —marrón—, tal y como se aprecia en la fotografía adyacente, probablemente se trata de clorita. La fotografía superior, tomada en luz plano-polarizada, muestra una biotita alterándose a clorita, de manera que se observan escamas residuales de biotita marrón rodeadas de clorita verde pálido y que normalmente es pleocroica. La clorita tiene una exfoliación basal perfecta, pero es apreciable solamente en algunos cristales en esta imagen.

En nicoles cruzados (fotografía inferior), se observan claramente los colores de interferencia anómalos que son característicos de algunas cloritas. Aunque no todas las cloritas presentan colores de interferencia anómalos, su birrefringencia es siempre baja [332].

Es conocido su carácter secundario por alteración de la biotita y otros silicatos ferromagnesianos. Como mineral primario presenta una gama amplia en rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas [340-343]. La nomenclatura y otras propiedades constitutivas han sido objeto de una revisión actual por Bailey, S. W. (1991) —v. bibliografía—.

Muestra de una diorita con mica, Glen-Loy, Escocia (GB); aumento: $\times 58$.

Clorita (Chl)

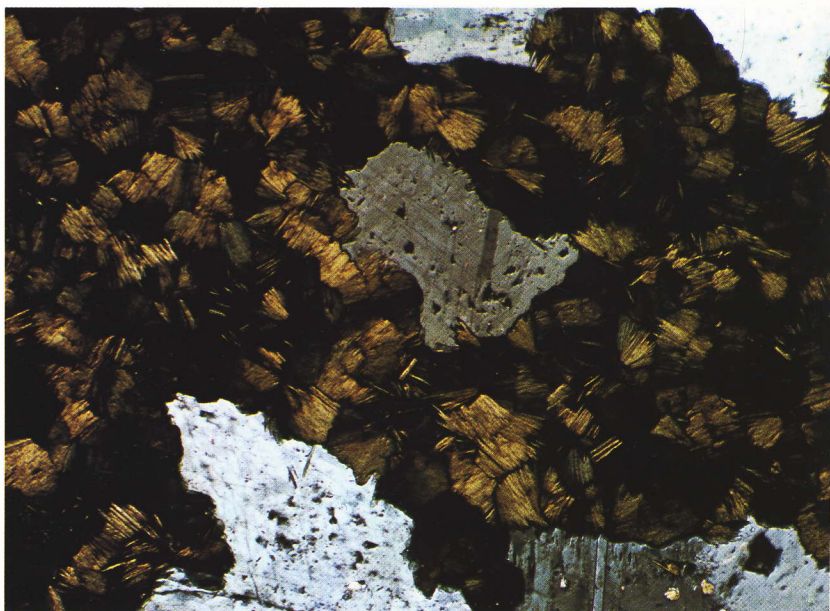
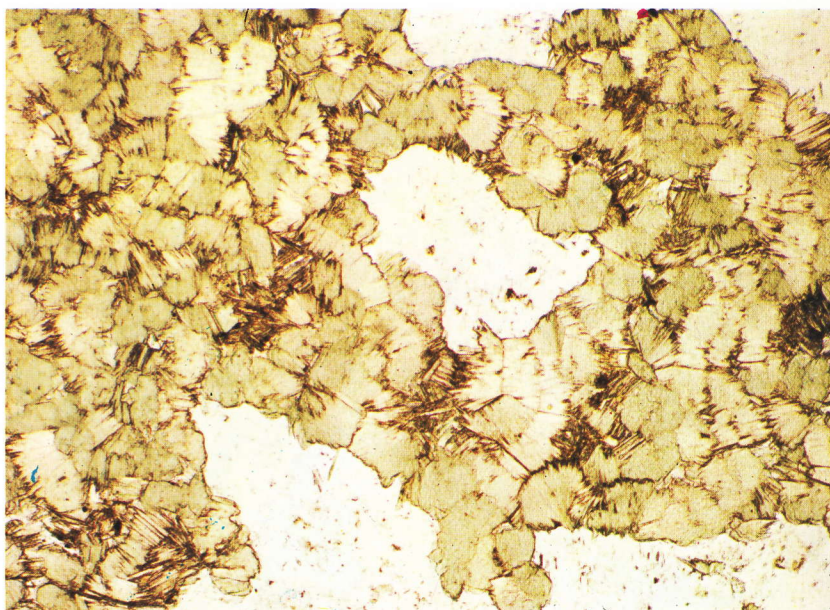


Sistema cristalográfico	= Monoclínico. Biáxico (+) o (-)
IR β	= 1,57-1,69
Birrefringencia	= 0,00-0,02
Extinción	= Recta
Elongación	= Positiva

En la fotografía superior (nicoses plano-polarizados) y en la idéntica foto inferior (nicoses cruzados) se observan cristales con orientaciones diferentes que muestran un pleocroísmo amarillo pálido a verde. Se puede observar una exfoliación perfecta en numerosos cristales; otros cristales están cortados casi paralelamente a la exfoliación basal, por lo que no muestran exfoliación.

En la foto inferior (nicoses cruzados), los tonos grises y excepcionalmente pardos son característicos de algunas cloritas. En algunos cristales se observan indicios de macas.

El mineral adularia aparece en el centro entre los cristales de clorita; es un feldespato rico en K y formado en filones a baja temperatura [332 en clorita y 401 en el caso particular de la adularia].



Serpentina (Srp)



Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (–)

IR β = 1,54-1,566

Birrefringencia = 0,004-0,017

La serpentina comprende 3 términos polimorfos (lizardita, antigorita y crisotilo) siendo la lizardita el más abundante y el crisotilo el menos abundante; no se pueden distinguir por criterios ópticos y numerosas muestras contienen varios términos polimorfos. La muestra seleccionada comprende, probablemente, una mezcla de lizardita y crisotilo.

En la foto superior se observa una serpentina de color amarillo pálido asociada a un óxido de hierro; este agregado es, sin duda, resultado de la descomposición de un olivino o de un piroxeno, aunque las formas cristalinas residuales no siempre estén claramente definidas.

La foto inferior, en nicoles cruzados, muestra los colores de interferencia de primer orden característicos de los minerales de tipo serpentina, así como una estructura reticulada que es una característica frecuente de este mineral y un buen criterio de identificación [272].

Por lo general, la antigorita suele presentar una estructura laminar (largo-lento) en forma de malla ($2V = 20-50^\circ$) mientras que el crisotilo adopta una estructura fibrosa asbestiforme (las fibras son largo-lento) y el valor $2V$ es del orden $30-50^\circ$; no obstante, su composición debe asegurarse por otros métodos (difracción de rayos X, microsonda electrónica, SEM, etc.).

Se forman por alteración de minerales ferromagnesianos (olivino y augita, y a veces hornblenda) donde la magnetita (opaco) es el residuo situado entre las fibras o láminas. Además de la alteración de rocas básicas y ultrabásicas, es frecuente en mármoles con fosterita. En [351-352] se aporta una útil información complementaria más ampliada en Bailey, S. W. (1991) —v. bibliografía—.



Serpentina. Lizard, Cornualles, Inglaterra (GB); aumento: $\times 20$.

Prehnita (Prh)

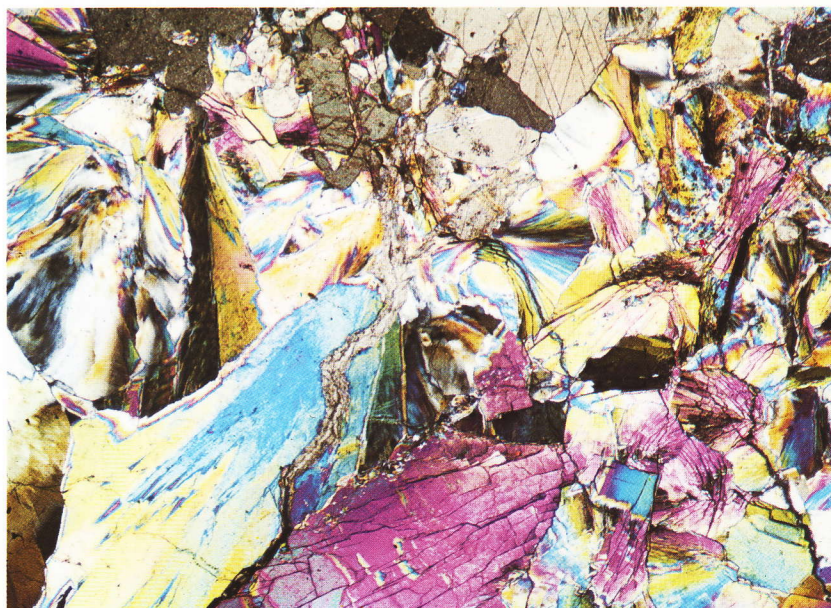
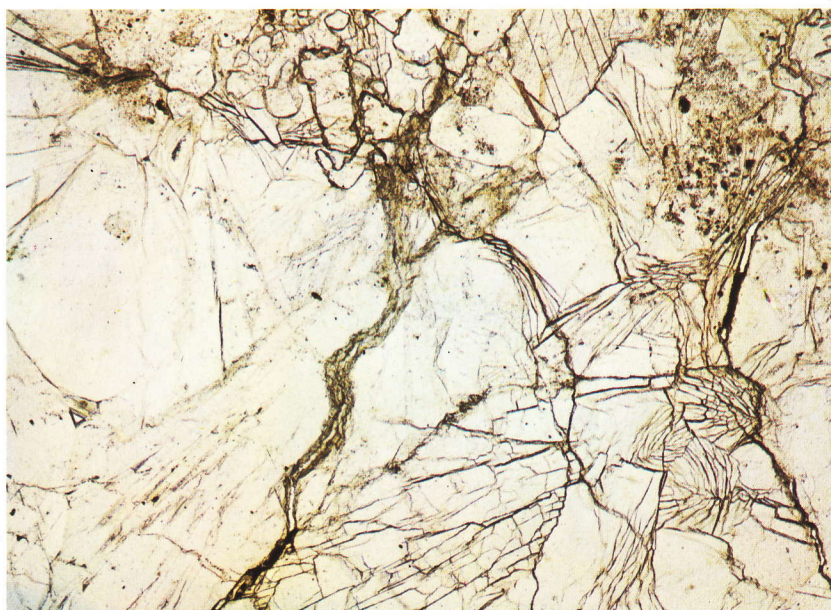


Sistema cristalográfico	=	Ortorrómico. Biáxico (+)
IR β	=	1,621-1,65
Birrefringencia	=	0,022-0,035
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Positiva

La mayor parte de la superficie de la foto está ocupada por prehnita si bien en la parte superior (en ambas fotos) se identifican cristales de calcita. Los colores rosa pálido y verde se deben a la dispersión de la polarización por el dispositivo fotográfico. Una de las características de este mineral es su tendencia a formar asociaciones radiales de cristales, lo que está muy patente en la foto inferior (nicoses cruzados).

La prehnita muestra típicamente tonos brillantes de birrefringencia de 2.º y 3.º orden, y como este mineral es incoloro en luz plano-polarizada, los tonos de la birrefringencia son muy puros. La refringencia aumenta con el contenido en Fe^{3+} . Exfoliación buena 001 [384].

Muy frecuente como mineral hidrotermal rellenando cavidades y fisuras en rocas básicas donde suele estar acompañada por minerales diversos (epidota, actinolita, clorita, zeolitas, calcita, calcedonia, datolita, pectolita, etc.). También en metamorfismo de contacto se encuentra con calcita, diópsido, wollastonita, grosularia, etc. [386].



Microclina



Sistema cristalográfico	=	Tricliclo. Biáxico (-)
IR β	=	1,522-1,533
Birrefringencia	=	0,006-0,010
Extinción	=	Oblicua (5-19°)

Las dos fotografías muestran un mismo mineral de microclina pertítico cortado aproximadamente paralelo a (001) con la traza de (010) paralela a la longitud de la fotografía.

La foto superior muestra el cristal en luz plano-polarizada (sin nicoles cruzados) y se ha cerrado el diafragma inferior de la subplatina del microscopio para acentuar el relieve de las diferentes partes de la sección. En direcciones paralelas a ambos lados de la foto se observan venillas pequeñas con relieve diferente al del conjunto y su composición es de albita micropertítica. Tres o cuatro venas de mayor espesor de albita micropertítica forman un ángulo de unos 25° con el borde vertical de la foto y destaca su relieve diferente al del cristal encajante.

La foto inferior (nicoses cruzados) muestra la macla en parrilla (combinación de las maclas de la albita y la periclina) muy características de la microclina. Las venillas de albita pertítica están dispuestas 25° respecto al lado vertical de la foto, son más sombreadas y muestran una macla de tipo albita —el plano de la macla (001) es, pues, paralelo al de las lamelas macladas de albita en la microclina—.

Las lamelas de la macla de la microclina están muy bien definidas en zonas próximas a las venas de albita y tienen un espesor variable. No debe confundirse nunca a este mineral con la ortosa (consultar sus características) [396].

Frecuente en granitos con moscovita y en pegmatitas; también se presenta en algunas sienitas. Presente en rocas metamórficas (esquistos micáceos gneises). Ausente en rocas volcánicas [425-430].

Pegmatita. Mina Diamond, Topsham, Maine, EE. UU.; aumento: $\times 43$.

Pertita y micropertita

(K, Na)AlSi₃O₈

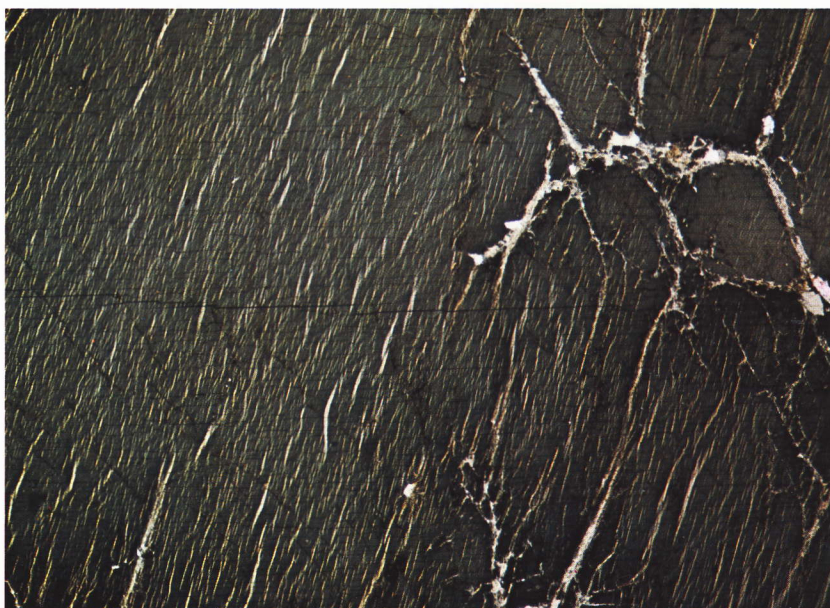
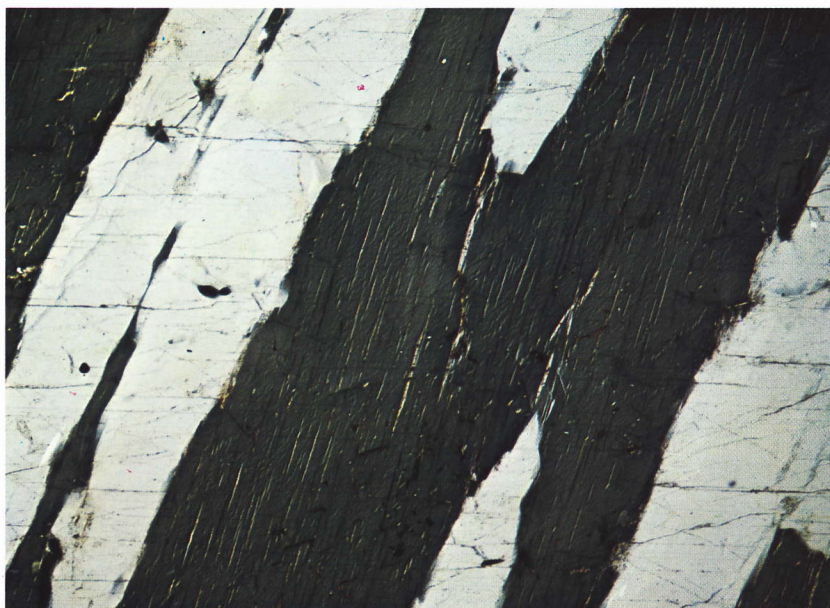
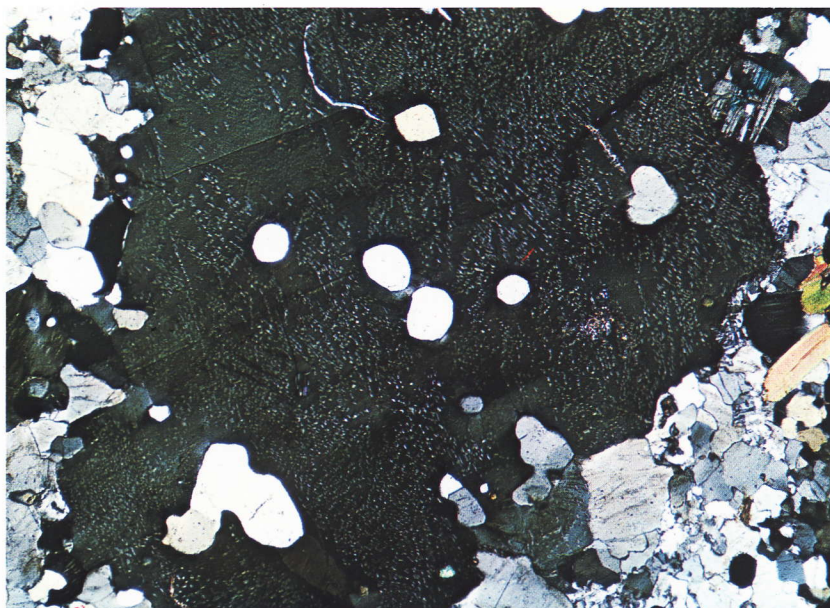
La pertita designa la asociación de un feldespato rico en potasio y un feldespato rico en sodio incluido en el anterior que actúa como huésped. Se denomina antipertita al caso contrario: el feldespato potásico está incluido en la plagioclase. Mesopertita comprende proporciones iguales (o casi) de ambos tipos de feldespatos (Na y K). La pertita es reconocible a simple vista en muestra de mano y la micropertita sólo se identifica al microscopio. Consideremos tres ejemplos con nicols cruzados.

La fotografía superior permite observar una gran superficie de mineral con birrefringencia gris oscura con pequeñas inclusiones blancas de albita micropertítica distribuidas de forma bastante uniforme. Se observan dos exfoliaciones, casi perfectamente perpendiculares, pues esta sección está cortada casi perpendicularmente al eje *x*. No se ve ninguna macla aunque este mineral pertenece, probablemente, al sistema monoclinico y sin duda se trata de una ortosa (huésped) micropertítica (inclusiones de albita). Una figura de interferencia con bisectriz aguda, casi centrada, se obtiene en esta sección con un ángulo de 45° para los ejes ópticos, valor normal de una ortosa micropertítica.

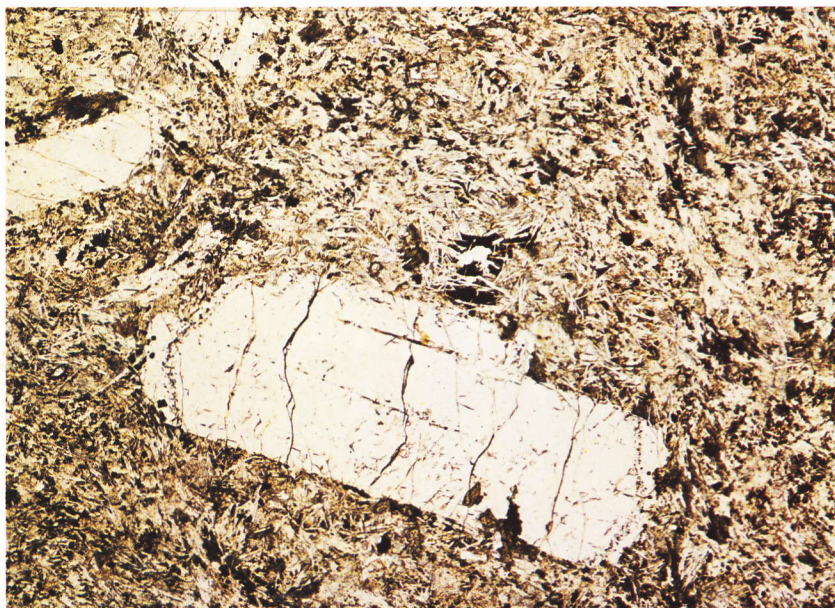
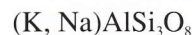
La fotografía del centro muestra una pertita con cristales de grandes dimensiones cortada casi paralela a (010). Las áreas blancas son feldespato sódico y las oscuras el feldespato potásico. En las zonas sombreadas se observan lamelas finas de color blanco y composición de albita micropertítica que forma un ángulo del orden de 75° con la traza de la exfoliación (001) paralela al lado mayor o abscisa de la foto. Aunque no se observe ninguna macla en la fase sódica ni en la potásica, si estuviese presente la macla de la albita, ésta no se debería observar en una sección cortada paralela a (010). Además, no se vería la macla de la periclina en una sección cortada perpendicularmente al eje de la macla (eje *y*) y sería difícil descubrir una sección orientada de esta forma. Con una única lámina no es posible saber si la fase potásica es ortosa o microclina.

La fotografía inferior es también un feldespato micropertítico con igual orientación a la foto central, pero aquí sólo es visible la albita micropertítica cuya orientación es del orden de 75° con la traza de la exfoliación (001) [396 y 406].

La foto superior muestra una granulita con granate, oeste de Amboasary, Madagascar; aumento: ×21. La foto central es de una localidad desconocida; aumento: ×27. La foto inferior muestra una pegmatita, Kodarma, Bihar, India; aumento: ×25.



Sanidina (Sa)



Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (—)

IR β = 1,522-1,532

Birrefringencia = 0,006-0,008

Ángulo de extinción = 0-9°

Elongación = Negativa

El término de sanidina designa el feldespato alcalino de las rocas volcánicas. La fotografía superior, luz plano-polarizada sin nicóles cruzados, muestra algunos fenocristales de sanidina en una mesostasia constituida esencialmente por microlitos de sanidina. La disposición regular u ordenada de las inclusiones dispuestas en el borde del fenocristal indica la geometría del cristal durante su crecimiento.

En la fotografía inferior se observa (nicóles cruzados) un fenocristal con una macla simple; es muy frecuente en los feldespatos alcalinos monoclínicos y permite su distinción respecto a las plagioclasas en las que es frecuente el maclado polisintético o, incluso, maclas simples. El tipo de macla aquí considerado es la de Carlsbad que es la más frecuente en los feldespatos monoclínicos [397].

La sanidina (incolora y límpida) se altera menos que la ortoclasa y sus productos son la caolinita y sericita. Es muy frecuente (como fenocristal y microcristal) en rocas volcánicas saturadas (riolitas, latitas y traquitas) o infrasaturadas —fonolitas— (con leucita o nefelina). Los fenocristales son muy raros en basaltos y andesitas, pero en estas rocas se puede presentar como microcristal. Es frecuente en lavas básicas ultrapotásicas con olivino y flogopita y está presente en algunos lamprófidos. El contenido en Ba (sustituyendo al K) puede ser relevante y se denomina *celsiana* la variedad de composición teórica $BaAl(Si_2-Al)_3O_8$ si bien puede contener algo de K; en general hay cierto contenido en Rb (sustituyendo al K) [425-430].



Fonolita, Sant' Angelo, Ischia, Italia; aumento: $\times 24$.

Anortosa

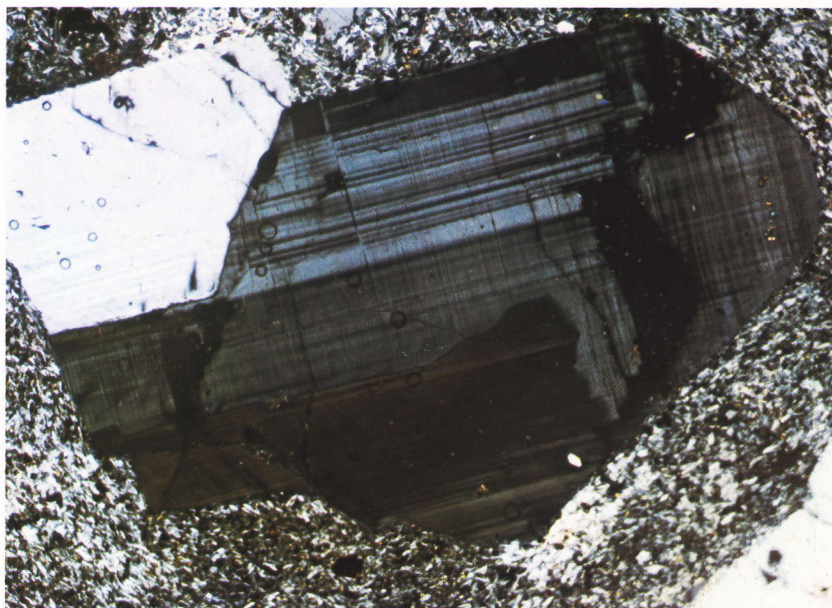
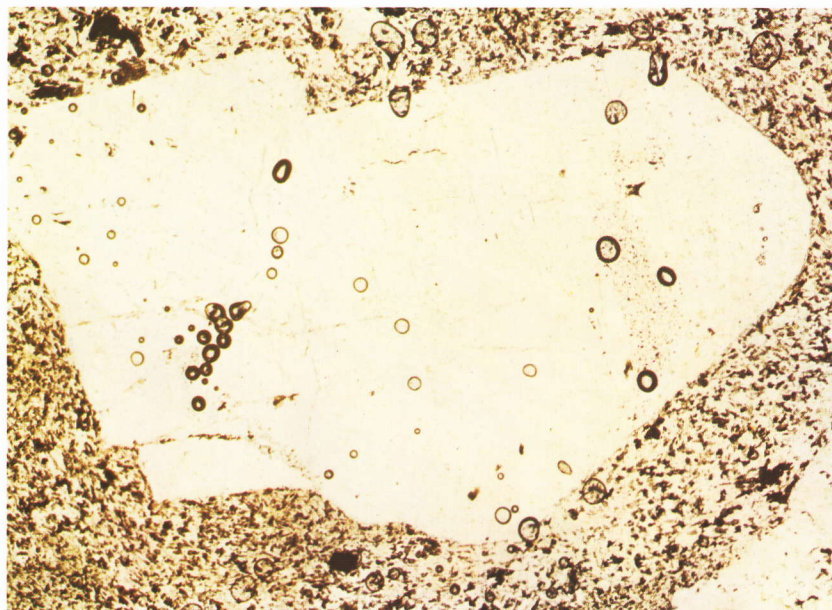


Sistema cristalográfico	= Triclínico. Biáxico (-)
IR β	= 1,522-1,532
Birrefringencia	= 0,006-0,010
Extinción	= 4-12 °
Elongación	= Negativa

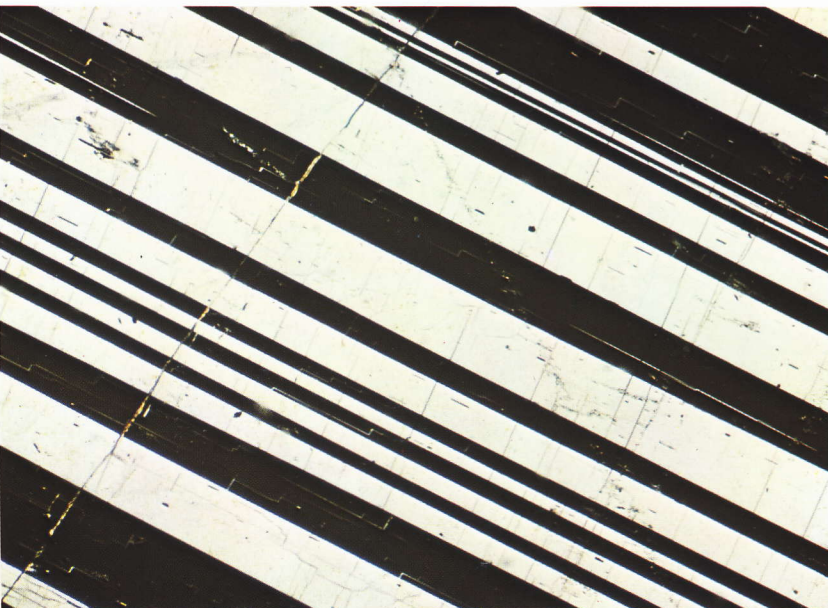
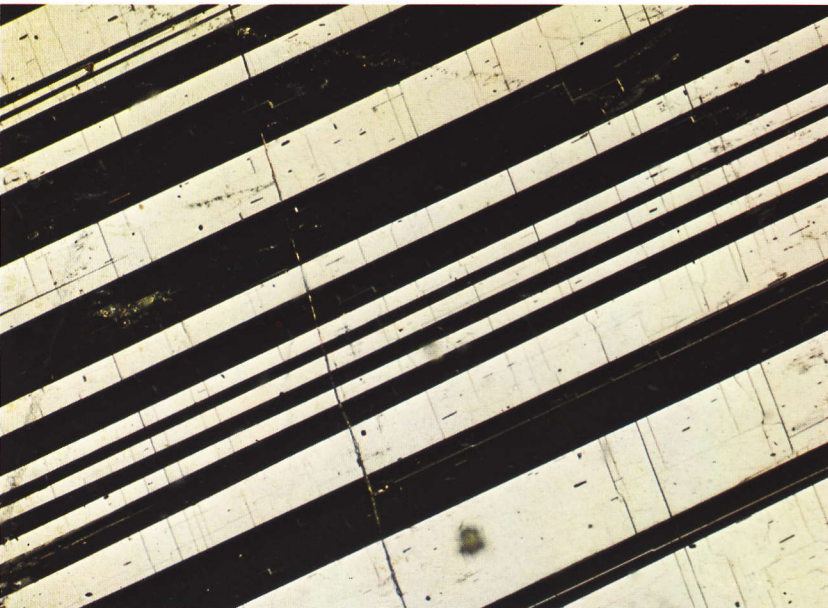
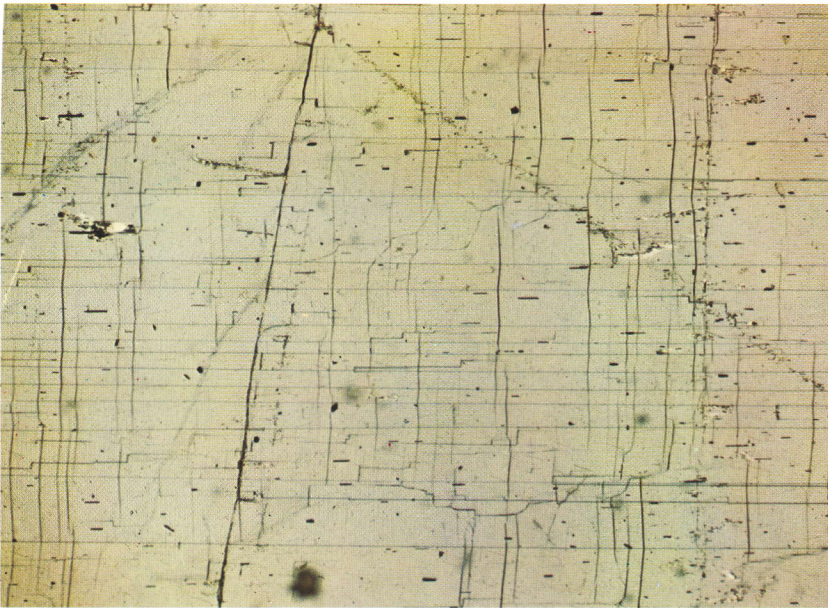
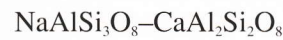
Se denomina anortosa al feldespato sódico triclínico de la serie sanidina-albita que cristaliza en rocas volcánicas (p. ej., fonolitas, etc.). La fotografía superior, en luz plano-polarizada (sin nicols cruzados), muestra una asociación de cristales (fenocristales) de anortosa en una mesostasia de grano fino de feldespatos alcalinos y cuarzo. Se observan débiles trazas de exfoliación, pues el cristal de mayor dimensión está cortado casi en ángulo recto a las exfoliaciones (001) y (010).

La fotografía inferior (nicols cruzados) muestra lamelas macladas de albita y periclina formando una parrilla que, a simple vista, recuerda la macla de la microclina. Sin embargo, en la anortosa las lamelas (que son muy finas) se observan en secciones cortadas casi perpendicularmente al eje cristalográfico x (es el caso aquí considerado) y, en esta orientación, se puede obtener una figura de interferencia con bisectriz aguda casi centrada. Puede presentar la macla de Carlsbad. Así pues, se distingue de la microclina por el maclado más fino y carece de la macla de parrilla típica de este último mineral, tiene un valor 2V menor (34-60 °) y un ángulo de extinción basal más pequeño (1-6 °) [396].

Es frecuente en rocas ígneas ácidas y alcalinas (riolitas, sienitas y traquitas) y también en sienitas nefelínicas [425-430].



Plagioclasa (PI)



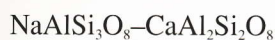
Sistema cristalográfico	=	Triclinico. Biáxico (+) o (-)
IR β	=	1,532 (albita)-1,583 (anortita)
Birrefringencia	=	0,007-0,013

Las fotografías muestran una lámina delgada donde una plagioclasa en composición de labradorita está cortada casi perpendicularmente al eje cristalográfico x . En la fotografía superior (luz plano-polarizada) la exfoliación (010) es paralela al eje de abscisas de la foto que es perpendicular a la dirección de polarización. La exfoliación (001) no es paralela al eje de ordenadas, pues muestra ligeros cambios de dirección a los límites de las láminas de macla de la ley albita en las dos fotografías inferiores. Las fotos central e inferior muestran el aspecto de la sección tras su rotación angular hasta las posiciones de máxima extinción en los dos grupos de láminas macladas. El ángulo de extinción es de 26° en ambos casos, lo que, según un ábaco que indica la correspondencia entre la composición y el ángulo de extinción en secciones cortadas perpendicularmente al eje x , la composición química aproximada de este cristal es de Ab50-An50 [431 y ss., y ábaco en 447].

Las plagioclasas de alta temperatura se presentan como fenocristales en rocas volcánicas mientras que las de baja temperatura lo hacen en rocas plutónicas y metamórficas. Hay una gran variedad de maclas como la de albita (010) y diversas combinaciones albita + Carlsbad, periclina, y la de albita + Carlsbad + periclina; son menos frecuentes las de Carlsbad aislada, Manebach, Baveno, etc. Por lo general, en la macla de la albita su anchura (pequeña) se corresponde con valores ricos en Na y aumenta su espesor con el incremento en Ca (% de anortita).

Muestra procedente de una localidad desconocida; aumento: $\times 43$.

Plagioclase (Pl)



Sistema cristalográfico = Triclínico. Biáxico (+) o (-)

IR β = 1,532-1,583

Birrefringencia = 0,007-0,013

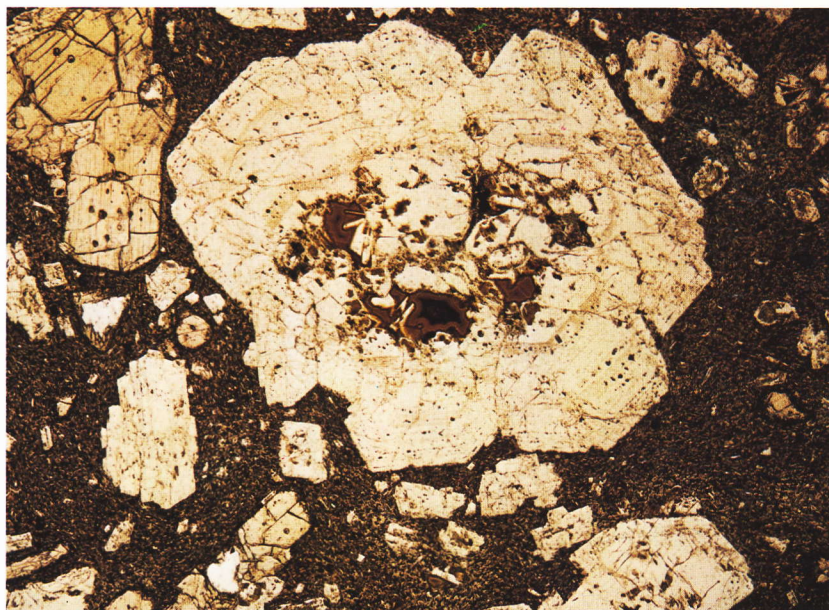
Las dos fotos muestran diversos fenocristales y microcristales de plagioclase en una pasta de grano fino en una roca andesítica (se pueden reconocer algunos cristales de ortopiroxeno en el borde superior izquierdo). En luz planopolarizada (foto superior) se observa bien la zonación mediante la disposición de las inclusiones según es el caso de la asociación de cristales en el centro de la foto. En esta asociación, el material de color pardo es una pasta criptocristalina incorporada a los cristales durante su cristalización.

En la foto inferior (nicoses cruzados), los planos de maca son visibles en la mayoría de los cristales y se observa una zonación manifiesta en los cristales situados próximos a sus posiciones de extinción. Los colores grises de birrefringencia son bastante excepcionales y se deben a la dispersión, característica bastante frecuente en plagioclasas de rocas volcánicas [431].

La zonación es muy frecuente y puede ser llamativa en rocas volcánicas. Las zonaciones más frecuentes son la normal (centro cálcico y una disminución del Ca gradual hasta el borde más rico en Na); la inversa (centro sódico y borde cálcico) y la oscilatoria (en general, cambios entre una composición interna más cálcica y un borde contiguo más sódico, etc., pudiendo existir inversiones en esta secuencia). El estudio de estas zonaciones ofrece interesantes informaciones sobre las condiciones del crecimiento. A su vez, es fácil observar que los índices de refracción aumentan desde la albita a la anortita.

Las alteraciones de la plagioclase son fáciles y diversas (sericita, caolinita, saussurita, gibbsita, calcita, zeolitas y minerales arcillosos diversos). En general, las zonas más cálcicas se alteran con preferencia a las más sódicas.

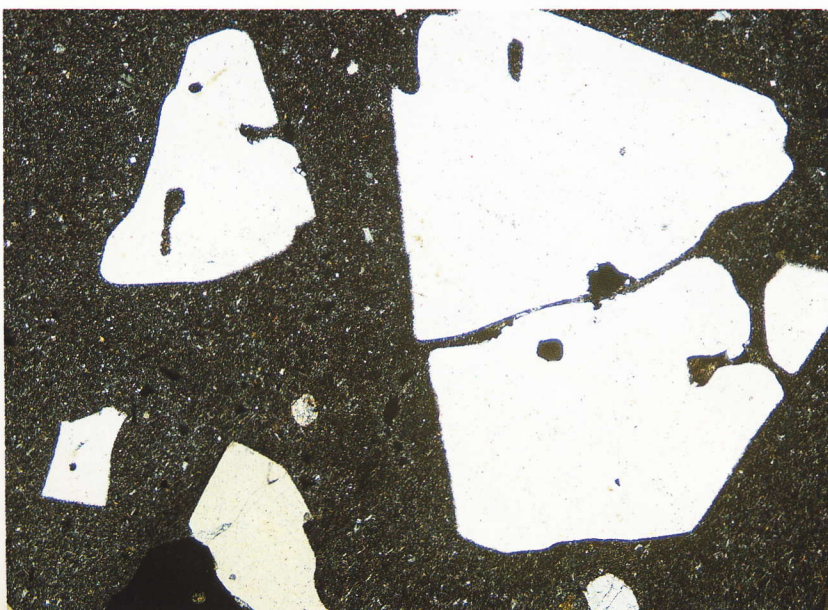
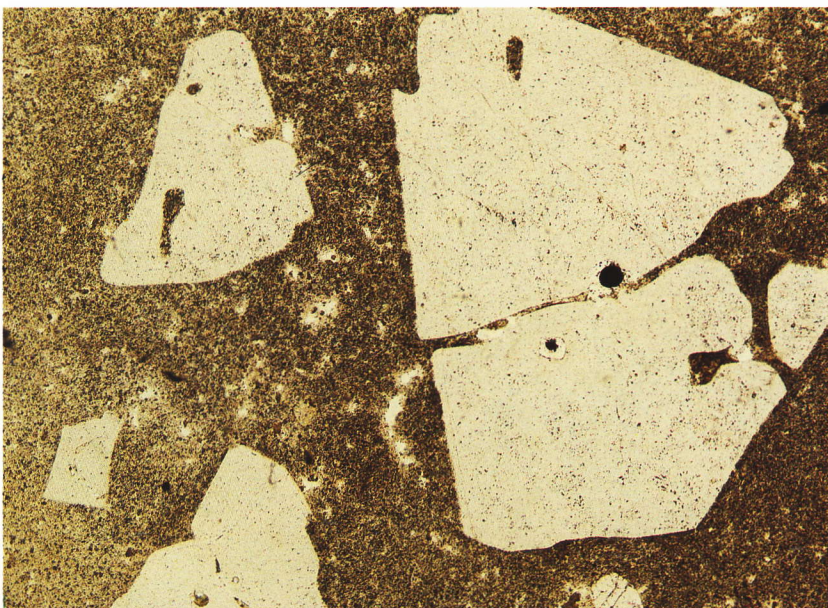
La composición de elementos traza —Rb, Ba, Sr, etc.— (microsonda electrónica) aporta interesantes informaciones genéticas —v. bibliografía especializada—.



Andesita piroxénica, Colinas Matra, cerca de Budapest, Hungría; aumento: $\times 26$.

Cuarzo (Qtz)

SiO₂



Sistema cristalográfico = Hexagonal-romboédrico.
Uniaxial (+)

IR ω = 1,544

ϵ = 1,553

Birrefringencia = 0,009

Extinción = Recta (en ausencia de deformación)

Elongación = Positiva (difícil verificación en lámina delgada por la ausencia de exfoliación ni maclas)

El cuarzo es el mineral más frecuente y se distingue con facilidad del fedespato, en lámina delgada, por la ausencia de alteración (es incoloro), carece de maclas y no tiene exfoliación visible o es muy imperfecta. (Puede tener inclusiones fluidas que, si son pequeñas y numerosas, dan al cuarzo un aspecto «pulverulento»).

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra fenocristales de cuarzo límpido, con golfos de corrosión en su contacto con la pasta de la roca volcánica. Ésta es una característica frecuente y aunque a veces se interpreta como una reabsorción del cristal, resulta más bien del crecimiento rápido de los cristales que engloban el material de la pasta.

En la fotografía inferior (nicoses cruzados), los colores blancos de birrefringencia son característicos de cristales cortados casi paralelamente al eje óptico. Cuando aumenta el espesor de la lámina, la birrefringencia toma colores ligeramente amarillentos [457].

Riolita, Dundubh, isla de Arran, Escocia (GB); aumento: $\times 21$.

Cuarzo (Qtz)

SiO₂

Sistema cristalográfico = Hexagonal-romboédrico.
Uniaxial (+)

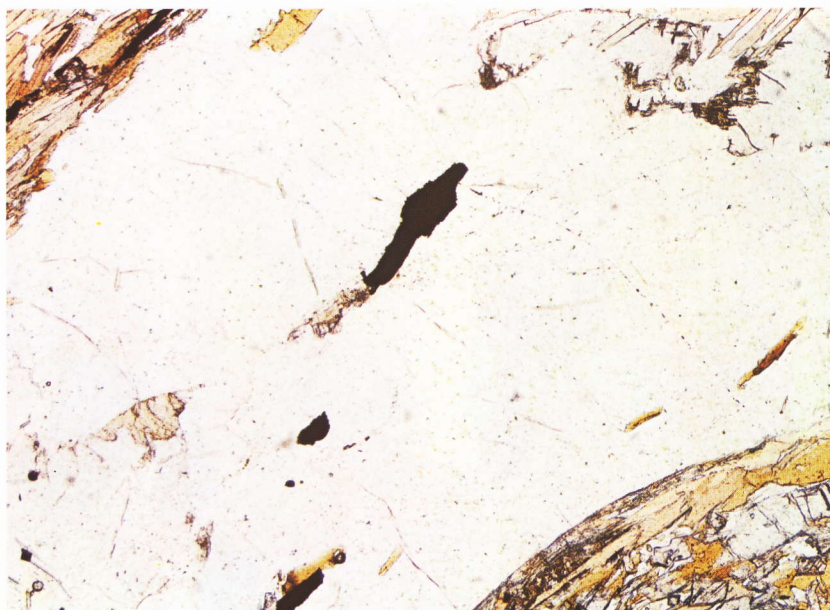
IR ω = 1,544

ϵ = 1,553

Birrefringencia = 0,009

Estas fotografías muestran al cuarzo en una roca metamórfica. En la foto superior (luz plano-polarizada), la mayor parte de la foto comprende cristales de cuarzo límpido, con algunas inclusiones. En el borde izquierdo inferior se observan cristales de sillimanita y biotita.

En la fotografía inferior (nicoses cruzados) se puede apreciar la individualización de los cristales de cuarzo y su extinción no es uniforme. Es ondulante como respuesta a deformaciones. En el ángulo superior derecho y en el ángulo inferior izquierdo se ven diferencias en los contactos y se aprecian venillas oscuras que penetran en el cristal: en el ángulo inferior izquierdo hay indicios de maclas en uno de los cristales. Se trata de cristales de cordierita que se han incluido en la foto para mostrar que el relieve y la birrefringencia pueden, según su composición, ser muy parecidos al cuarzo, pero la cordierita se distingue por su alteración a pinita en el borde de los cristales aparte que la cordierita es, además, biáxica (-) [457].

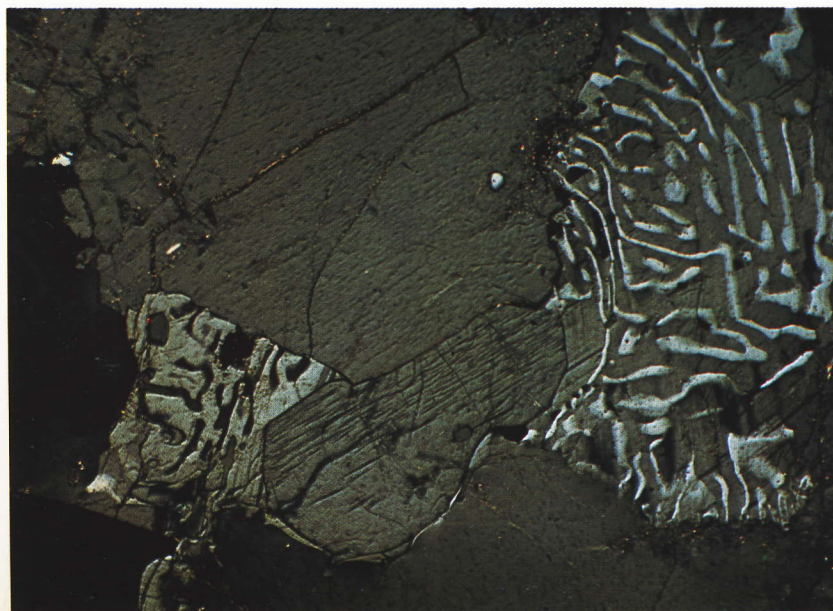


Gnesis con sillimanita-cordierita, 11 km al sur de Ihosy, Madagascar; aumento: $\times 43$.

Mirmequita o mirmekita



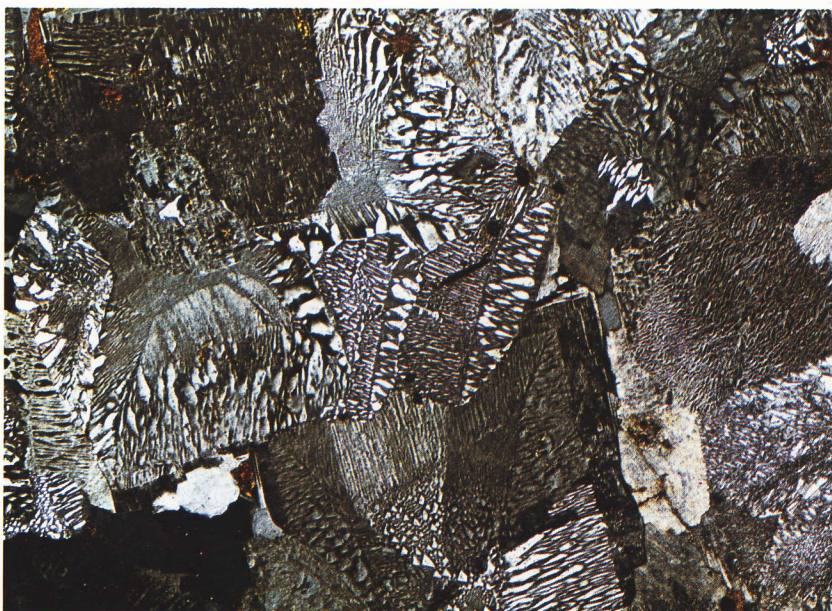
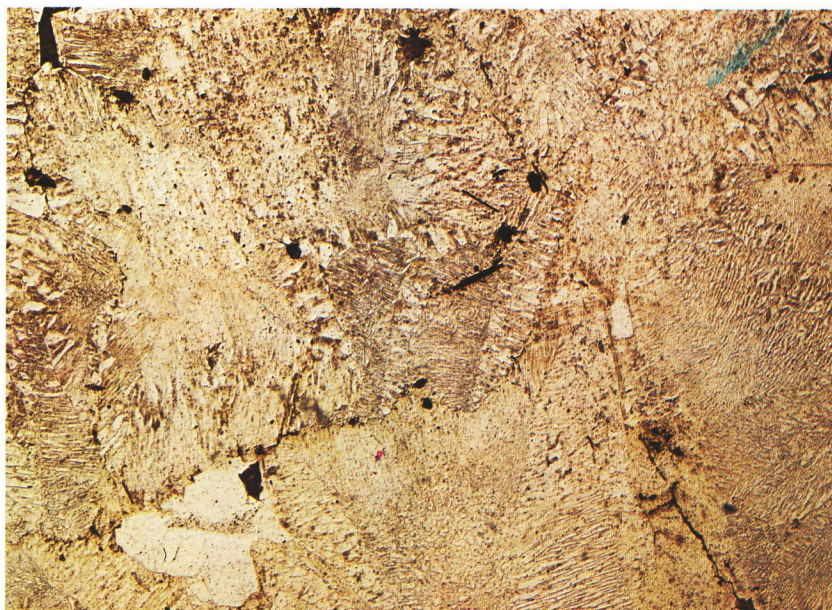
Es una asociación de cuarzo y plagioclasea en una estructura vermicular (del gr. *murmekites*, con aspecto de hormiga) lo que se observa claramente en la fotografía inferior (nicoles cruzados). Puede ser comparable con la estructura granofírica (v. este término). En la fotografía superior (luz plano-polarizada), la asociación resulta casi indistinguible pues el cuarzo y la plagioclasea tienen índices de refracción muy próximos, en tanto que el resto de la foto, excepto un cristal de apatito en el centro, está ocupado por feldespato alcalino con índice de refracción menor. El feldespato alcalino tiene una estructura micropertítica con inclusiones (lamelas) orientadas de plagioclasea albítica. [429 y 470].



Charnockita, 25 km al noroeste de Fort Dauphin, Madagascar; aumento: $\times 52$.

Granofírica (estructura)

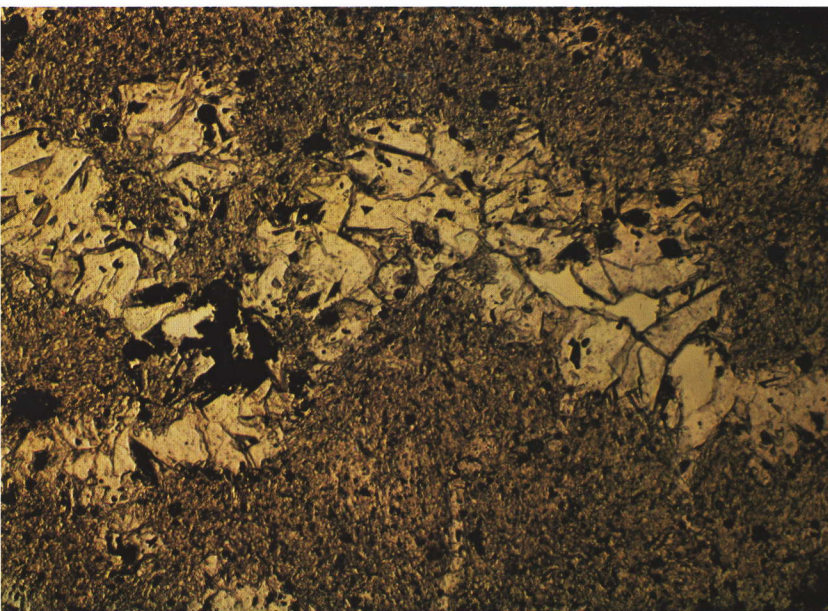
Las fotografías muestran una asociación de cuarzo y feldespato alcalino. Incluso en luz plano-polarizada (foto superior), la diferencia de sus birrefringencias hace reconocible esta asociación además de que el feldespato presenta una tonalidad pardusca por alteración, mientras que el cuarzo es límpido. En nicoles cruzados (fotografía inferior) se aprecian muy bien los contornos. Se desconoce el tipo petrográfico de esta estructura porque cada «cristal» consta de proporciones iguales de cuarzo y feldespato aunque es probable que la composición del contorno del cristal sea la de feldespato.



Granófiro (a veces es sinónimo de felsita en el sentido de riolita con esta estructura frecuente). Este de Red Hills, Skye, Escocia (GB); aumento: $\times 32$.

Tridimita (Trd)

SiO_2

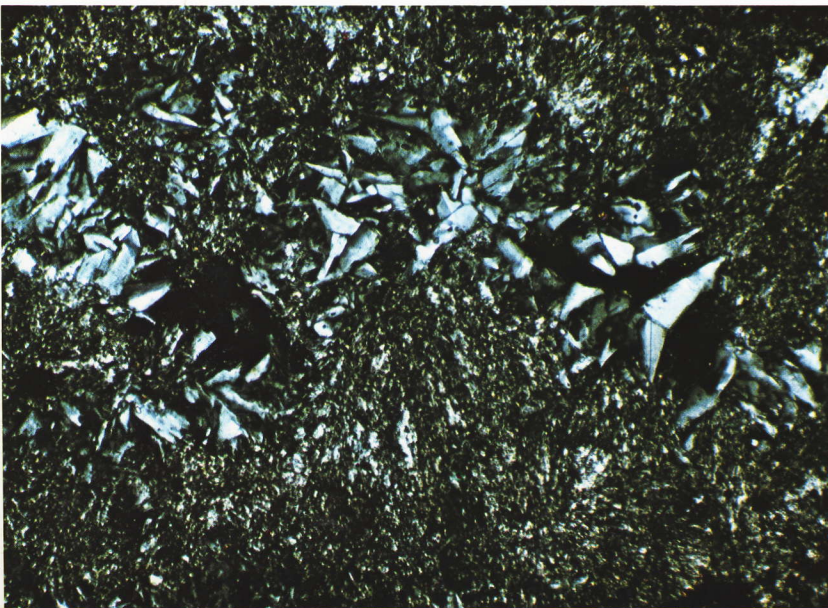


Sistema cristalográfico	=	Ortorrómico. Biáxico (+)
IR β	=	1,470-1,480
Birrefringencia	=	0,002-0,004
Elongación	=	Negativa
Secciones	=	Alargadas con extinción recta
Maclas	=	Muy frecuentes

Forma de alta temperatura de la sílice

La fotografía superior (luz plano-polarizada) presenta una roca de grano fino donde en una cavidad alargada, o filoncillo, cristaliza la tridimita. A la derecha de la foto, la tridimita aparece en relieve respecto al material encajante.

La fotografía inferior (nicoses cruzados) muestra la débil birrefringencia de la tridimita; los cristales maclados en forma de cuña son característicos. Aunque el nombre de tridimita (del gr. *tridumos*, tres gemelos) implica grupos triples de maclas, los cristales con sólo dos maclas son, probablemente, más frecuentes [457-472].



Dacita, volcán Hakone, Japón; aumento: $\times 72$.

Cristobalita (Crs)

SiO₂

Sistema cristalográfico = Tetragonal. Uniáxico (-)

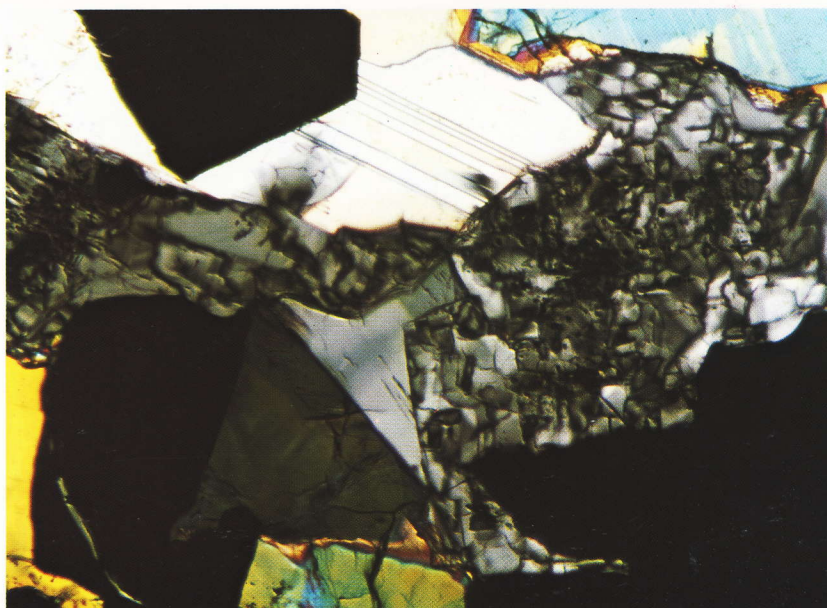
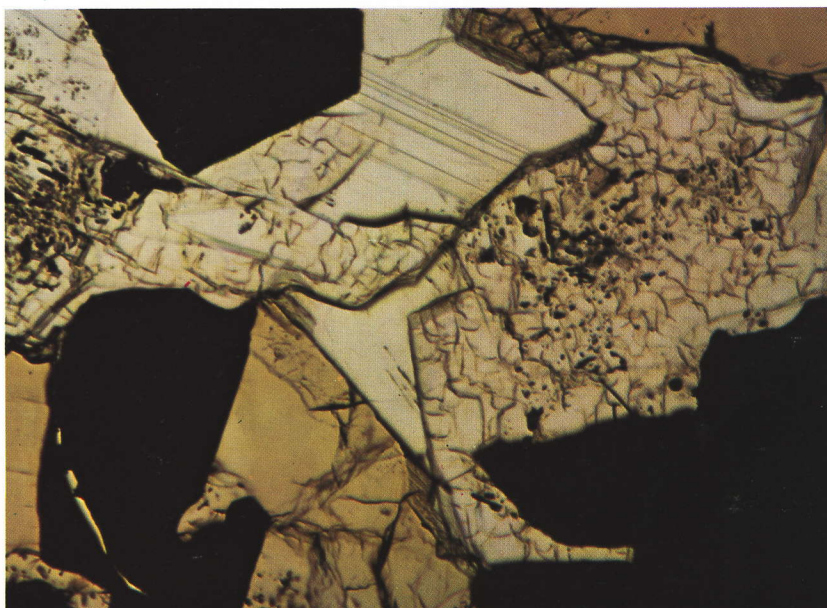
IR ϵ = 1,484

ω = 1,487

Birrefringencia = 0,003

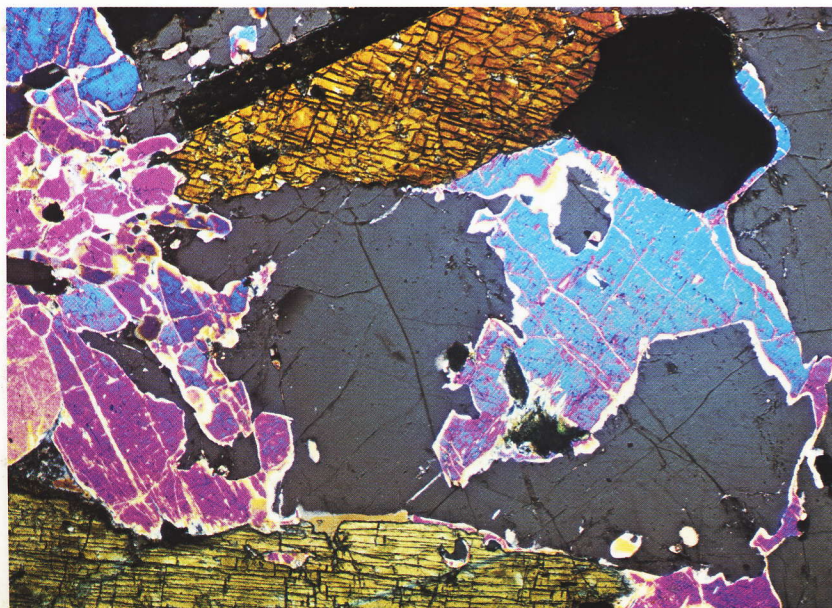
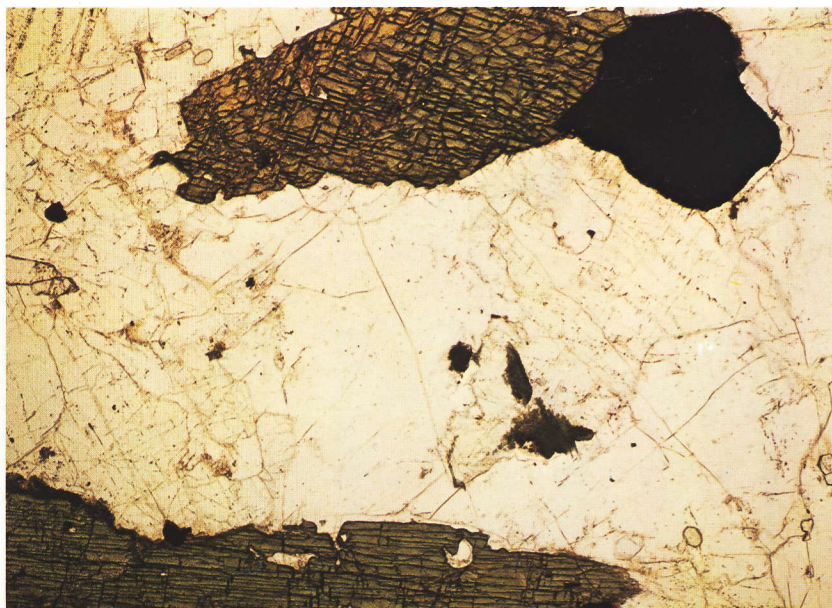
En la fotografía superior (luz plano-polarizada), la cristobalita cristaliza entre el piroxeno (pardo), las plagioclasas (incoloras) y cristales de opacos con posible composición de ilmenita. La cristobalita muestra un relieve óptico inferior al del feldespato potásico debido a su menor índice de refracción y es algo superior a la tridimita. Se caracteriza por una estructura «en tejas» que recuerda las estructuras de un tejado incurvado. En nicoles cruzados (foto inferior) presenta colores característicos grises de birrefringencia débil. El aspecto de estructura «en tejas» resulta de la combinación de las diferentes orientaciones mostradas por las diferencias de birrefringencia y el desarrollo de macas complejas. Es un mineral de raro a poco frecuente (rocas volcánicas). La cristobalita forma, a veces, crecimientos íntimos con el feldespato potásico en esferulitos [457-472].

Es frecuente como relleno de cavidades y fisuras en rocas volcánicas de composiciones diversas (desde basaltos a riolitas) y suele adoptar una forma esferulítica. Más difíciles de distinguir resultan los reemplazamientos de cristobalita-tridimita. En algunas rocas volcánicas se puede distinguir en formas submicroscópicas (debe emplearse grandes aumentos) entre la pasta o entre esferulitos.



Basalto con tamaño desarrollado. Muestra lunar del Apolo XVII; aumento: $\times 164$.

Nefelina (Ne)



Sistema cristalográfico	=	Hexagonal. Uniáxico (-)
IR ϵ	=	1,526-1,542
ω	=	1,529-1,546
Birrefringencia	=	0,003-0,005

En la fotografía superior (luz plano-polarizada) hay dos cristales incoloros que corresponden a la nefelina y la cancrinita. Hay una diferencia débil de relieve entre estos dos minerales que es fácilmente contrastable con igual posición en la foto inferior (nicos cruzados): la cancrinita adopta colores brillantes de birrefringencia y la nefelina toma tonos grises de primer orden. No presenta una exfoliación bien visible a diferencia del feldespato que sí la presenta. La cancrinita está asociada frecuentemente a la nefelina (p. ej., en rocas plutónicas alcalinas). No se la debe confundir con el apatito ni la melilita que tienen un índice de refracción mayor.

El mineral verde en las fotografías es augita-aegirínica; la presencia de un piroxeno alcalino indica que la roca es rica en feldespatoídes aunque no lo sea, necesariamente, en nefelina [473-485].

La nefelina primaria (infraturada en sílice) es incompatible con el cuarzo. Es frecuente, pues, de rocas ígneas infraturadas y con cierta alcalinidad (sienitas nefelínicas, fonolitas, etc.), si bien puede ser un accesorio en algunas sienitas no feldespatoídes. Los feldespatoídes acompañantes frecuentes son diversos: sodalita, noseana, haüyna, leucita y melilita.

Sienita con nefelina. Khabozero, Kola, CEI; aumento: $\times 34$.

Nefelina (Ne)



Sistema cristalográfico = Hexagonal. Uniáxico (-)

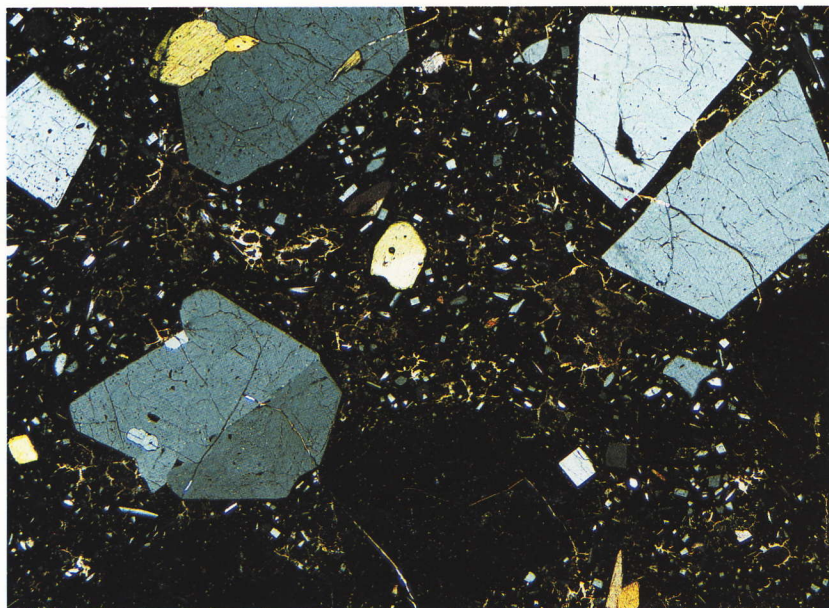
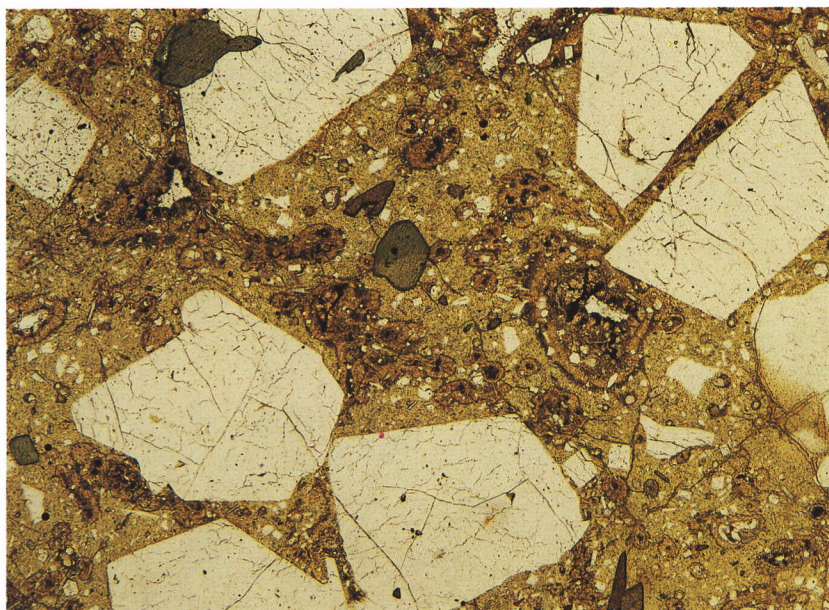
IR ϵ = 1,526-1,542

ω = 1,529-1,546

Birrefringencia = 0,003-0,005

Las dos fotografías muestran fenocristales de nefelina en una pasta de grano fino donde se alojan pequeños cristales verdes de aegirina-augita y algunos cristales de esfena. Es frecuente la asociación de fenocristales de nefelina y otros fenocristales de feldespato alcalino en una misma roca cuya identificación requiere cierta atención (v. fotografía de la pág. 78). Debe recordarse que el feldespato alcalino posee exfoliación frecuente neta, maclas frecuentes y es biáxico. Todos los cristales incoloros son nefelinas aunque existen pequeñas sanidinas en la pasta. En la parte superior izquierda se observa un cristal de augita (color verde en la foto superior) incluido en una nefelina con una morfología hexagonal incompleta.

En la foto inferior (nicoses cruzados), los dos cristales de nefelina del borde inferior están en posición de extinción. Deben observarse en la pasta microlitos de sanidina con sus maclas simples.



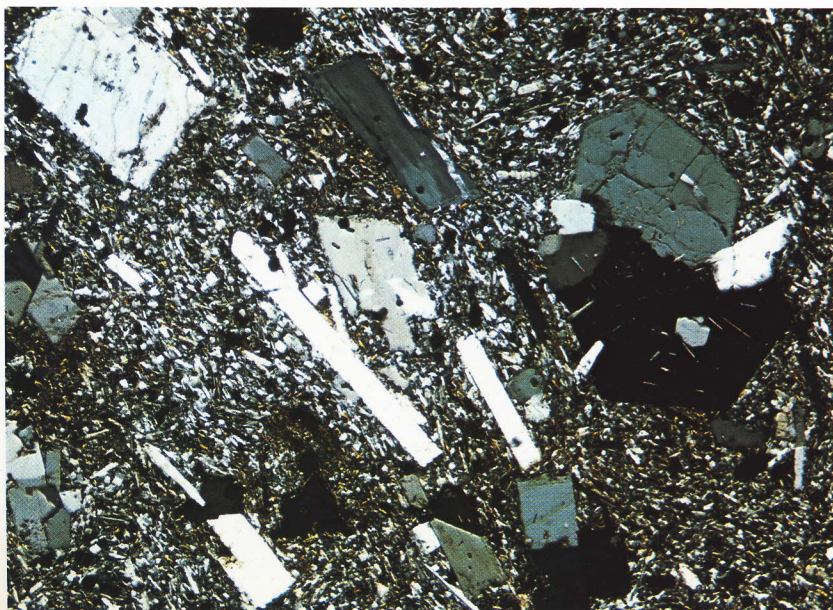
Fonolita, bloque volcánico explosivo. Oldoinyo Lengai, Tanzania; aumento: $\times 20$.

Sanidina (Sa) y nefelina (Ne)



La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra fenocristales de nefelina y otros de sanidina en una pasta compuesta básicamente por minerales iguales con algunos piroxenos y cristales minúsculos de noseana. Debido al relieve y la birrefringencia muy próximas puede ser difícil distinguir la nefelina de la sanidina. Los cristales con una buena exfoliación o una macla simple son, casi seguro, sanidina; las secciones basales de la nefelina son hexagonales y las secciones prismáticas son, habitualmente, casi cuadradas. Así, los dos cristales alargados y estrechos situados en el centro de la roca son sanidinas mientras que los cristales asociados a su derecha con una geometría parcialmente hexagonal son nefelinas.

En nicols cruzados (fotografía inferior), algunos cristales muestran maclas simples del tipo Baveno. En el grupo de los cristales situados a la derecha, el cristal con forma hexagonal y con extinción casi completa es una nefelina cortada casi perpendicularmente al eje óptico. El cristal de nefelina de al lado está cortado según una sección ligeramente oblicua respecto al eje óptico y muestra una birrefringencia muy débil con una ligera zonación en su periferia [sanidina en 396-430 y nefelina en 473-485].



Fonolita con noseana; Wolf Rock, Cornualles, Inglaterra (GB); aumento: $\times 21$.

Leucita (Lct)



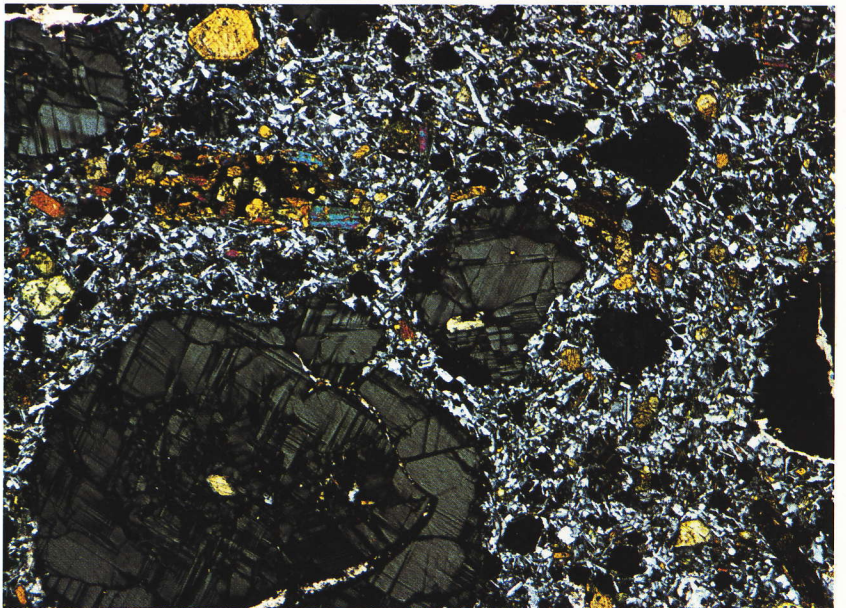
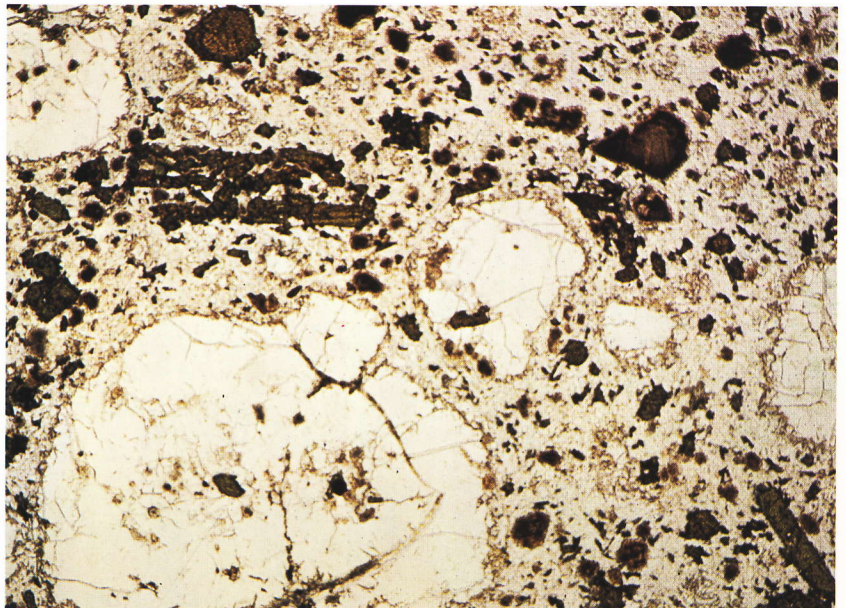
Sistema cristalográfico = Tetragonal (seudocúbico).
Uniaxial (+). (A veces, biaxial.)

IR n = 1,508-1,511

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra fenocristales incoloros de leucita junto a microfenocristales de aegirina-augita (pardo-venosa) y la noseana (cristales pardos zonados) en una pasta de grano fino compuesta esencialmente de plagioclasas, pero conteniendo cristales pequeños de leucita y noseana. La leucita tiene, a veces, inclusiones vítreas radiales o concéntricas, pero no sucede en este ejemplo.

En la fotografía inferior (nicoses cruzados), la presencia de maclas (polisintéticas) complejas según orientaciones diversas es muy característica de la leucita. Los cristales pequeños de leucita en la pasta son isotropos. La leucita algunas veces está reemplazada por una asociación de feldespato alcalino y leucita que conserva la forma cristalina de la leucita: es la seudoleucita. La analcima (muy rara) se puede confundir fácilmente con la leucita por presentar rasgos muy comunes pero aquella es biaxial (-).

Es típica de rocas ígneas potásicas (fonolitas con leucita, tefritas con leucita, basaltos con leucita, etc.) y, a veces es un componente prioritario en las leucititas (acompañado por olivino y clinopiroxeno). La leucitita basanita es una variedad de la basanita donde la leucita es el feldespatoide más abundante. Otros feldespatoideos acompañantes suelen ser sodalita, noseana, hauyn, nefelina y melilita [488-495].



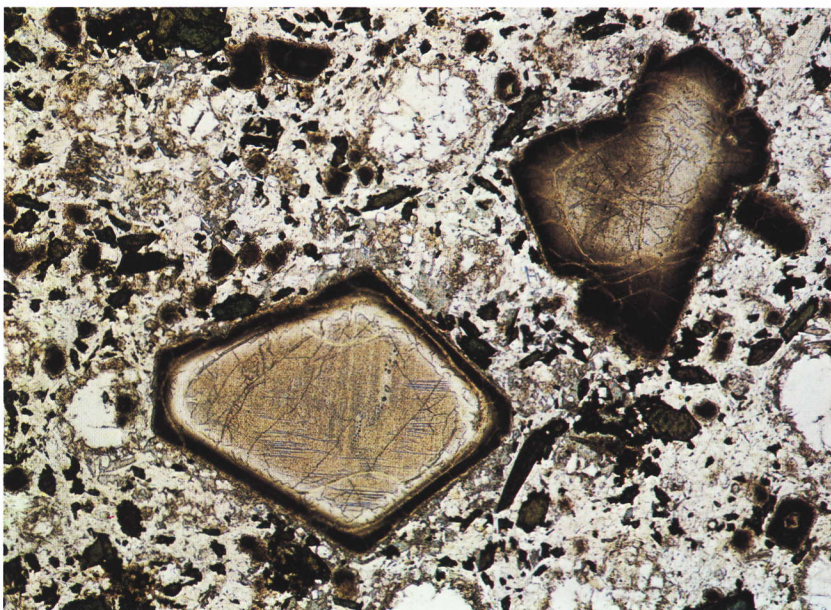
Leucitita; en Reiden, Eifel, Alemania se les denominaba leucitofiros; aumento: $\times 20$.

Noseana (Nsn)



Sistema cristalográfico = Cúbico

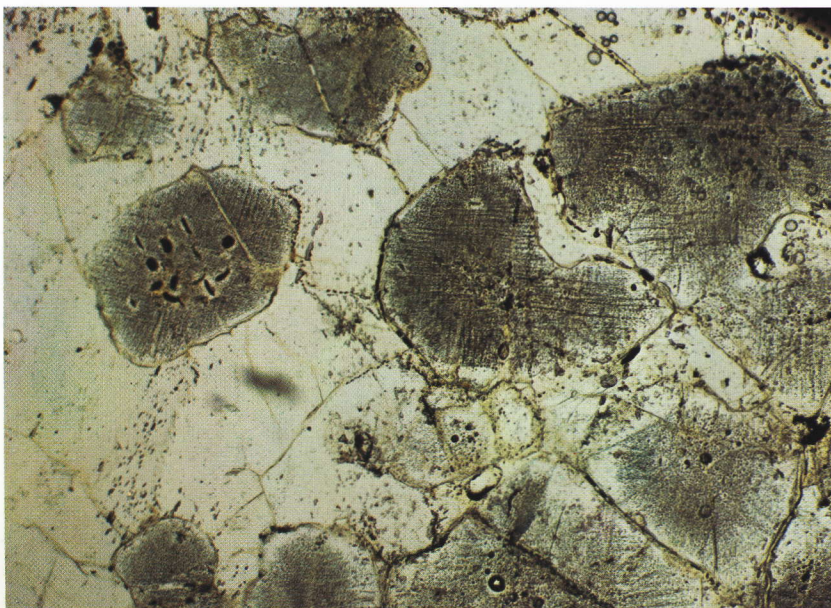
IR n = 1,495



Las dos fotografías proceden de rocas diferentes y están tomadas sólo con luz plano-polarizada.

La fotografía superior muestra dos fenocristales de noseana con los bordes oscuros, casi negros, debidos a inclusiones de óxido de hierro; en su parte central se alojan numerosas inclusiones orientadas. En la foto se pueden observar algunos microfenocristales de leucita; esta misma roca se ha empleado para ilustrar la leucita (v. este mineral); también hay microfenocristales pardooscuros de noseana con inclusiones análogas a las de los bordes de los fenocristales. Se aprecia un piroxeno verdepardo en una pasta que contiene, fundamentalmente, plagioclasas con algo de calcita. Debido a la dispersión de la polarización en el microscopio, la calcita presenta tonos débiles de birrefringencia en esta foto.

La fotografía inferior muestra cristales de noseana, rellenos de inclusiones, rodeados por sanidina sin inclusiones. El diafragma de la subplatina permite ver, abriendo y cerrándolo, la diferencia entre la noseana y la sanidina; la noseana tiene un índice de refracción más débil y, además, es isótropo. La distinción entre noseana y sodalita es muy difícil al microscopio. La noseana se altera a veces a cancrinita y calcita [496].



Muestra superior: leucitita (antiguamente leucitófiro), Reiden, Eifel, Alemania; aumento: $\times 27$.

Muestra inferior: sanidinita con noseana; Laacher See, Alemania; aumento: $\times 53$.

Cancrinita (Ccn)

La serie cancrinita-vishnevitita tiene como fórmula:



La fórmula ideal de la cancrinita como término cálcico

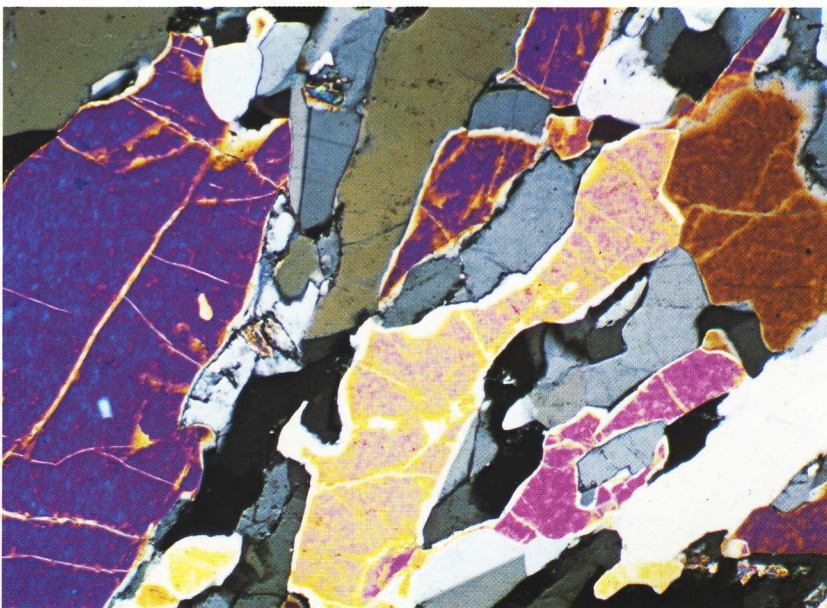
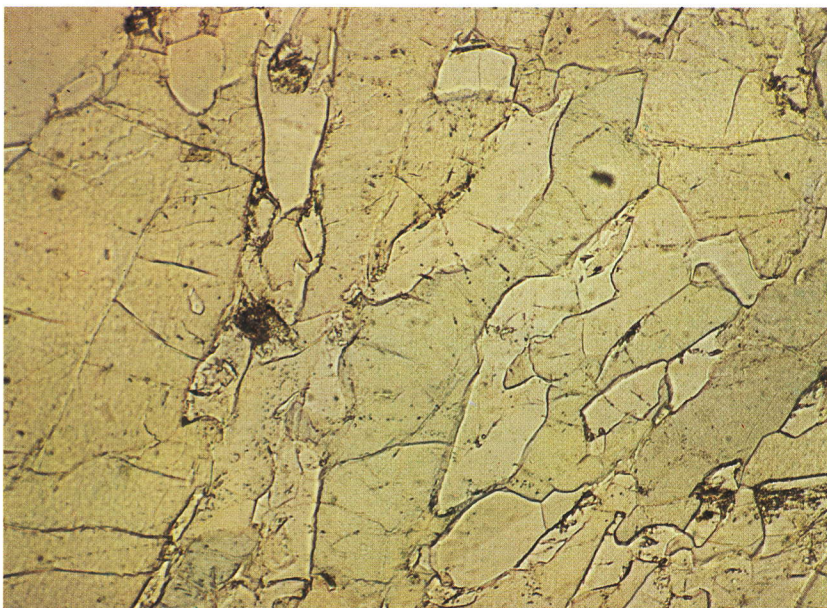


Sistema cristalográfico	= Hexagonal. Uniaxial (–)
IR ϵ	= 1,488-1,502
ω	= 1,490-1,528
Birrefringencia	= 0,002-0,025
Extinción	= Recta
Elongación	= Generalmente negativa respecto a las trazas de la exfoliación

En la fotografía superior (luz plano-polarizada), el objetivo se ha elevado ligeramente para mostrar la línea de Becke. Los minerales que tienen la línea de Becke en su límite interno son la nefelina y los feldespatos alcalinos con índices de refracción casi idénticos; el mineral con índice de refracción débil es la cancrinita.

En nicoles cruzados (fotografía inferior), la cancrinita muestra colores de interferencia de primer orden, excepto para el cristal grande a la izquierda de la foto que tiene un color rojizo-azulado del inicio del 2.º orden. Debe comprobarse su composición respecto a la nefelina de la foto superior. En las sienitas nefelínicas, el aspecto de un mineral incoloro con colores de birrefringencia de primer orden o de segundo orden y un índice de refracción muy débil son buenos criterios para diagnosticar la presencia de cancrinita y esto ayuda también al observador para buscar la presencia de nefelina. La cancrinita es un mineral de alteración común de la nefelina, pero también es mineral primario en algunas rocas sódicas infrasaturadas como es este ejemplo. No debe confundírsela con algunos términos de la serie de la escapolita que son, también, uniaxiales (–) y con orientación largo-rápido, si bien existen diferencias en la birrefringencia y el ambiente de formación no es coincidente [503].

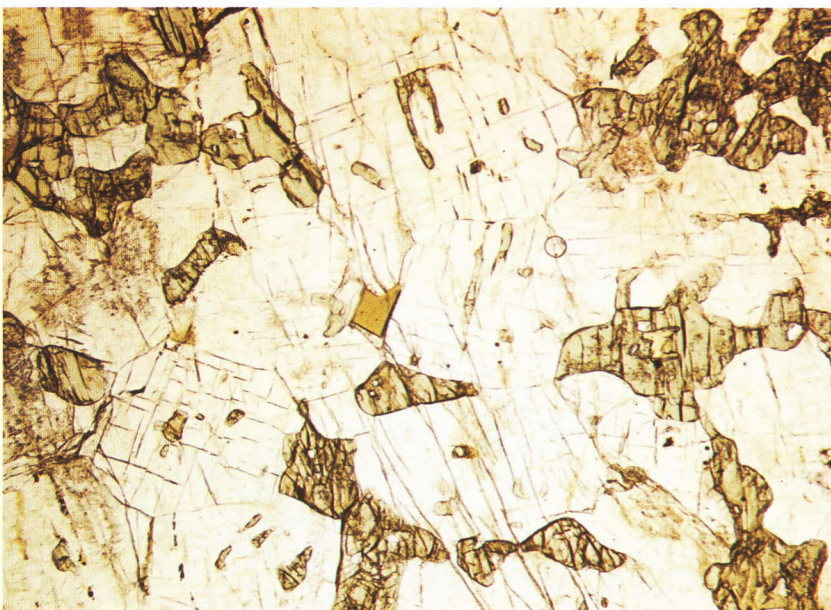
La cancrinita es frecuente, junto a otros feldespatoideos (nefelina, sodalita o noseana) en rocas ígneas infrasaturadas y alcalinas (sienitas nefelínicas, etc.). A veces es secundario sustituyendo a la nefelina [506].



Sienita con nefelina, localidad desconocida; aumento: $\times 72$.

Escapolita (Scp)

La serie es marialita (polo sódico)-meionita (polo cálcico): $3(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8)\text{NaCl}-3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)\cdot\text{CaCO}_3$ o, más simplificada: $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}-\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3$. Una composición global admitida es: $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_4[\text{Al}_3(\text{Al}, \text{Si})_3\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{Cl}, \text{CO}_3, \text{SO}_4)$.



Sistema cristalográfico	=	Tetragonal. Uniáxico (-)
IR ϵ	=	1,531 (Ma)-1,564 (Me)
ω	=	1,539 (Ma)-1,600 (Me)
Birrefringencia	=	0,004 (Ma)-0,038 (Me)
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Negativa respecto a la traza única de la exfoliación

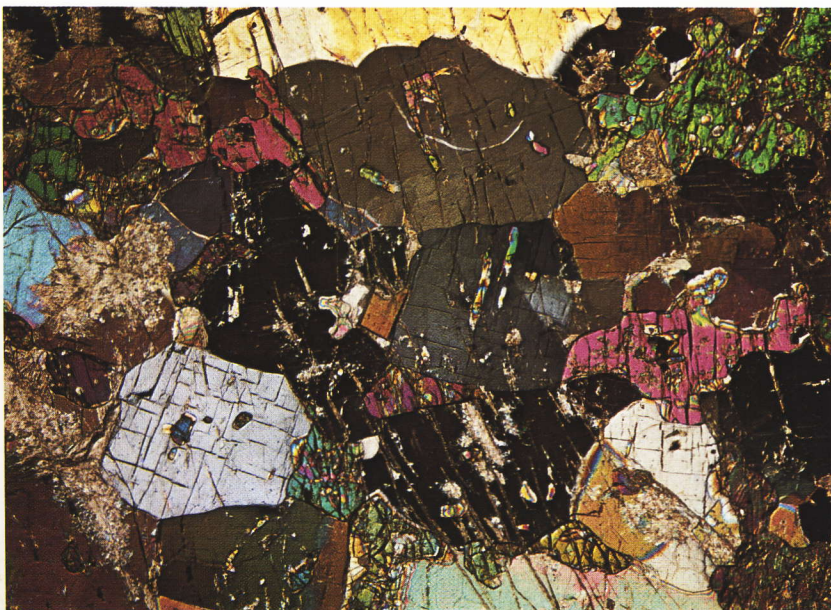
En secciones basales dos exfoliaciones (finas y netas)

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra especialmente la escapolita incolora y otros cristales verdes de clinopiroxeno junto a un cristal de biotita en el centro de la foto. Un cristal, en la parte inferior izquierda de la foto, muestra las dos direcciones de exfoliación según un ángulo recto. La mayoría de los restantes cristales presentan, al menos, una dirección de exfoliación.

En la foto inferior (nicoses cruzados), algunos cristales muestran colores de birrefringencia de 2.º orden, pero los cristales con 2 direcciones de exfoliación muestran colores de débil birrefringencia y se cortan casi en ángulo recto pues las exfoliaciones $\{100\}$ son paralelas al eje óptico. La composición de las series isomorfas de la escapolita (v. arriba) desde el polo sódico (marialita) al cálcico (meionita) se obtiene midiendo el índice de refracción o la birrefringencia. Estos valores aumentan con el % en Ca; la meionita (80-100 % Me) presenta valores más altos respecto a la mizzonita (50-80 % Me), al dipiro (20-50 % Me) y la marialita (0-20 % Me) rica en Na y pobre en Ca [507].

No debe confundírsela con el cuarzo (sin exfoliación y +), ni la cordierita (biáxica) ni la wollastonita o la andalucita (con relieve mayor y biáxicas -).

Son típicas del metamorfismo de contacto y skarns. En metamorfismo regional (desde esquistos verdes a facies de granulitas). También en pegmatitas. Minerales asociados frecuentes son diópsido, grosularia, esfena, actinolita. A veces sustituye a la plagioclasa en gabros alterados [513].



Muestra del borde de una pegmatita con flogopita, cerca de Mafilefly, Madagascar; aumento: $\times 20$.

Analcima (Anl)



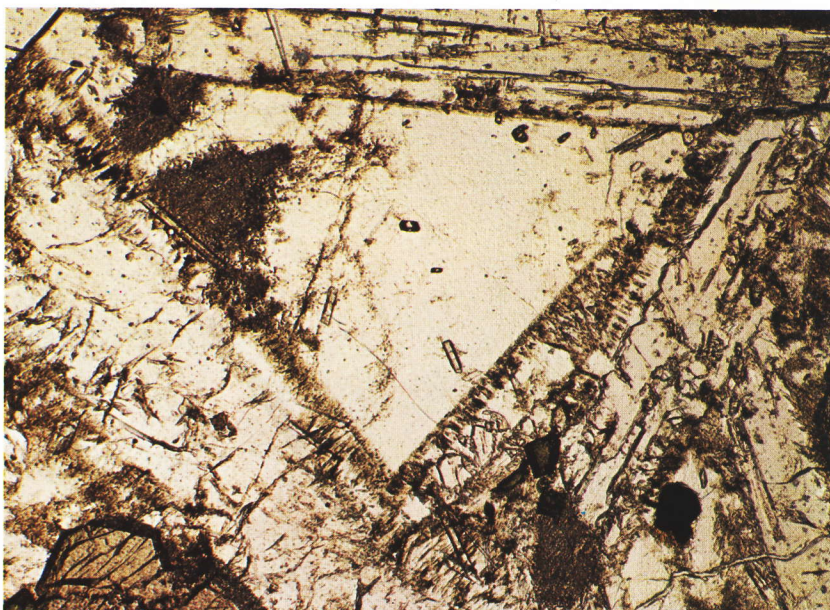
Sistema cristalográfico = Cúbico. Puede ser biáxico (-)

IR n = 1,479-1,493

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra una forma triangular de analcima rellenando el espacio libre dejado por las plagioclasas. El índice de refracción es muy débil aunque con el diafragma de la subplatina cerrado el mineral tiene un relieve óptico negativo respecto a los minerales vecinos.

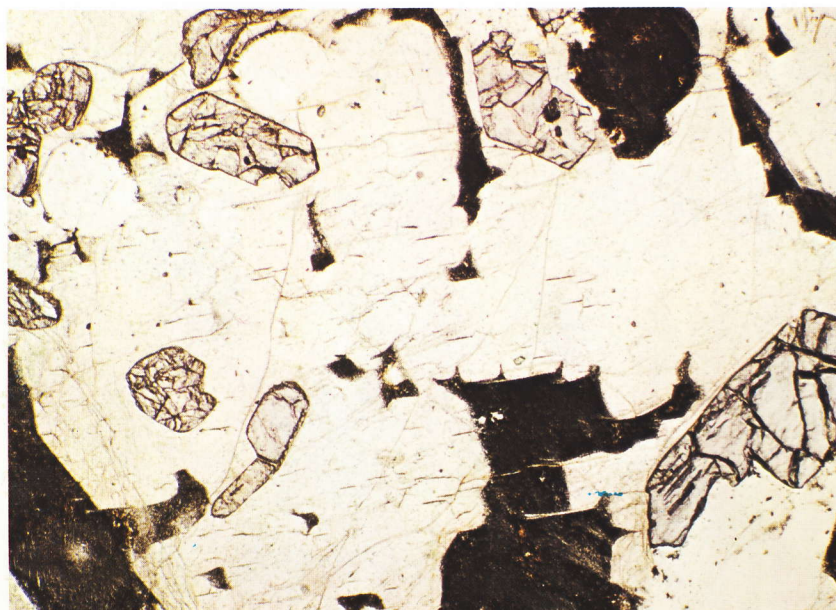
La fotografía inferior (nicoses cruzados) muestra el carácter isótropo de la analcima. A veces, la analcima presenta un color de birrefringencia gris oscuro y una macla compleja que, en este caso, facilita su confusión con la leucita. En algunas rocas, la leucita puede estar completamente reemplazada por la analcima y rara vez ambos minerales aparecen juntos. En resumen: la forma, el relieve, la birrefringencia anómala, la presencia de maclas complejas y, sobre todo, el ambiente de formación similar hacen muy difícil distinguir ópticamente la analcima de la leucita y es necesario medir sus índices de refracción para su distinción. En casos de duda se debe acudir a análisis químicos [515].

Se puede presentar en basaltos con feldespatoides. A veces sustituye a la leucita e, incluso, a la sodalita y la nefelina. Es frecuente como mineral hidrotermal rellenando fisuras y cavidades en basaltos y rocas análogas. También se presenta en tobas bien como mineral primario o por alteración de vidrios en tobas.



Gabro con olivino, augita, labradorita y cantidades reducidas de analcima (nombre antiguo y local: crinanita), Howford Bridge, Ayrshire, Escocia (GB); aumento: $\times 62$.

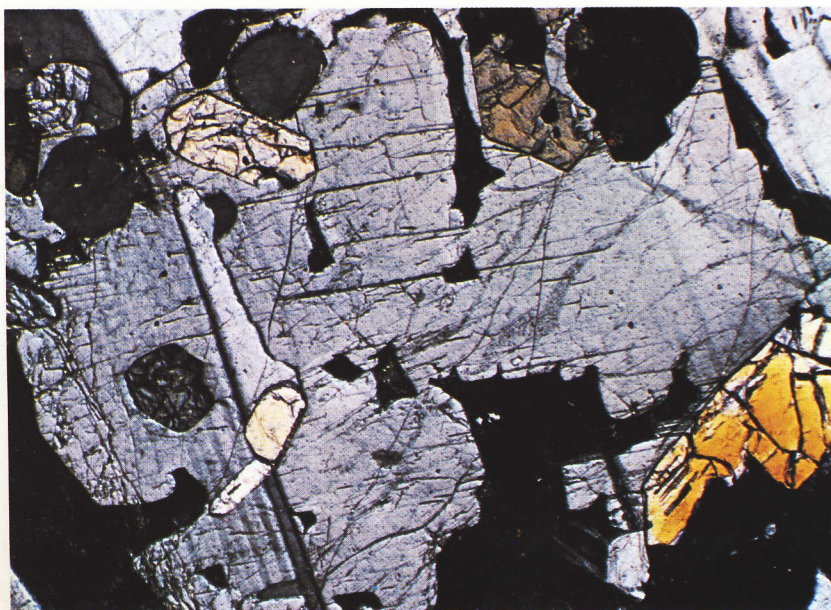
Corindón (Crn)



Sistema cristalográfico	= Romboédrico (hexagonal). Uniaxial (-)
IR ϵ	= 1,760-1,764
ω	= 1,768-1,772
Birrefringencia	= 0,008-0,009
Extinción	= Recta
Elongación	= Negativa

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra cristales numerosos de corindón, de diverso tamaño, incluidos en un feldespato. Es característico su relieve alto y también su color ligeramente azulado (la variedad azul del corindón es el zafiro). De hecho, es incoloro y a veces tiene un pleocroísmo ligeramente azulado. El material que engloba a los cristales descritos (en negro) es un vidrio con muchas inclusiones.

En la fotografía inferior (nicoles cruzados), los colores de birrefringencia más altos observados son el amarillo de primer orden. Debido a su gran dureza, los cristales de corindón pueden presentar un espesor más alto a los minerales contiguos, lo que implica unos colores de birrefringencia ligeramente más elevados. El corindón presenta, de modo frecuente, una macla compleja que no se observa en este ejemplo. Es frecuente en pegmatitas y en rocas alcalinas e hiperalumínicas con cierto déficit de sílice (sienita nefelínica, etc.) aunque también se presenta en algunos esquistos [536].



Buchita, Rudh'a' Cromain Sill, Ross of Mull, Escocia (GB); aumento: $\times 52$.

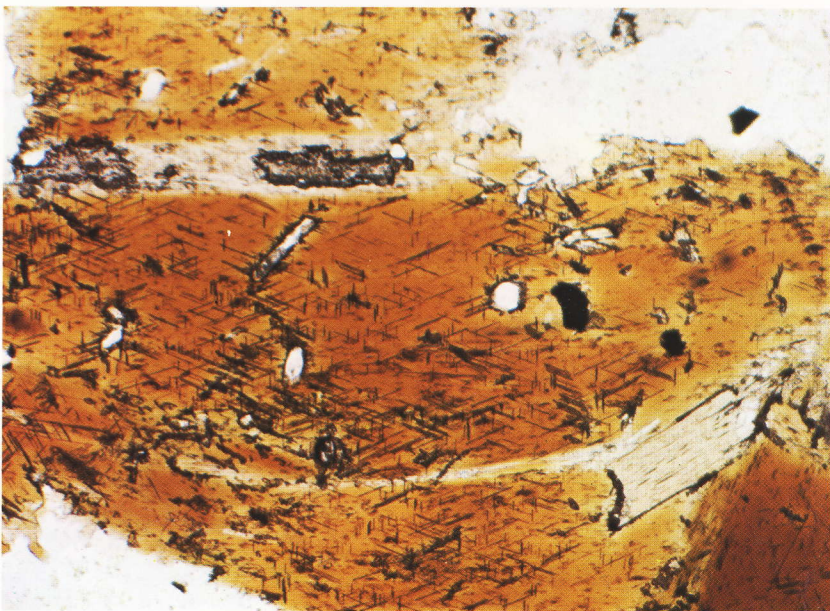
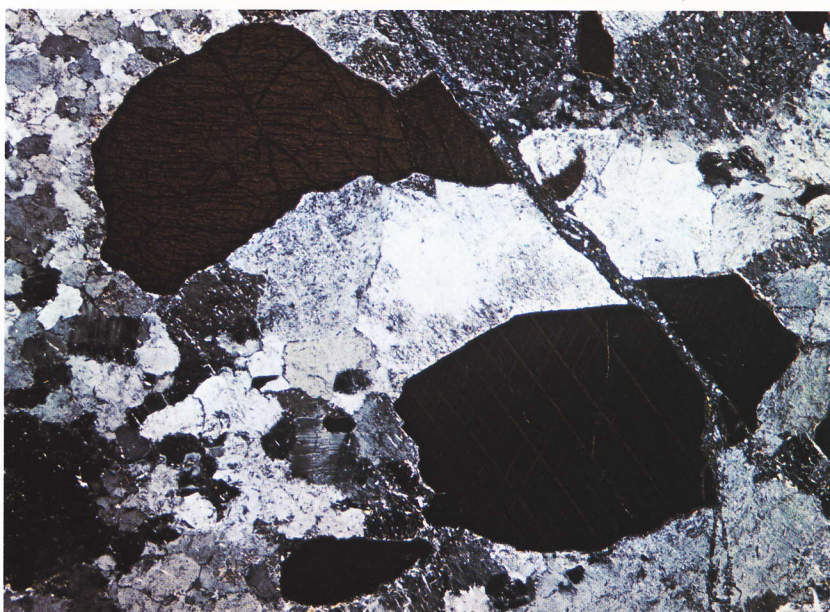
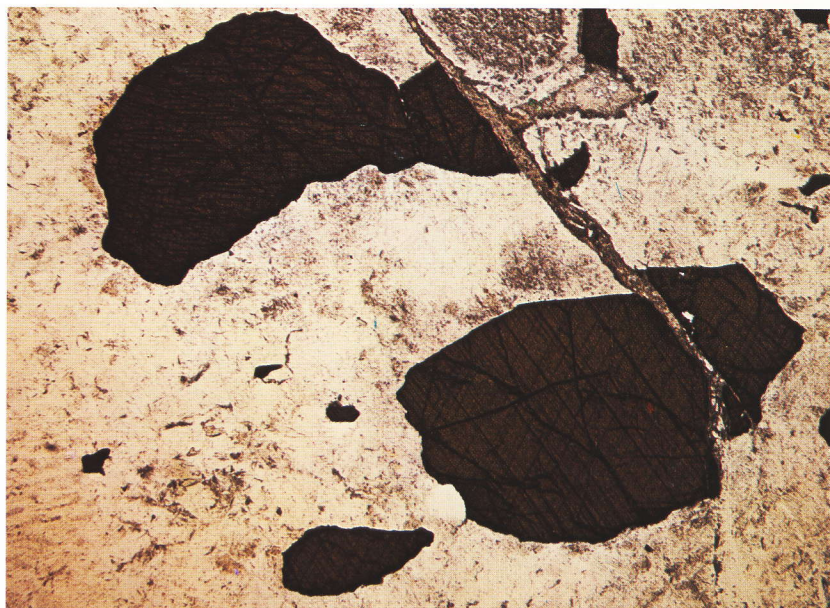
Rutilo (Rt)

TiO₂

Sistema cristalográfico	=	Tetragonal. Uniáxico (+)
IR ω	=	2,605-2,613
ϵ	=	2,899-2,901
Birrefringencia	=	0,286-0,296
Extinción	=	Recta
Elongación	=	Positiva

Las fotografías superior (luz plano-polarizada) y central (nicoses cruzados) en igual roca muestran cristales de gran tamaño de rutilo en una asociación de feldespato y plagioclasa alterada. Uno de los cristales (el más inferior) muestra dos buenas exfoliaciones con un ángulo de 60°. El color pardo oscuro es característico del rutilo. En la foto central se pueden ver planos de maclas paralelas a las trazas de las dos exfoliaciones que son, probablemente, {011}. Este cristal ha sido girado próximo a su posición de extinción para mostrar las maclas. Debido al fuerte color de absorción no se puede estimar la birrefringencia que es muy elevada ni estimar los índices de refracción que son muy altos. El otro cristal (ángulo superior izquierdo), sin macla visible, tiene igual color en luz plano-polarizada y en nicoses cruzados.

La fotografía inferior (luz plano-polarizada) muestra agujas de rutilo incluidas en una biotita. La presencia de rutilo en forma de agujas en la biotita y el cuarzo es bastante frecuente, pero cuando las agujas son tan finas como las que presenta la fotografía inferior, apenas se puede demostrar, ópticamente la identificación del rutilo [548].

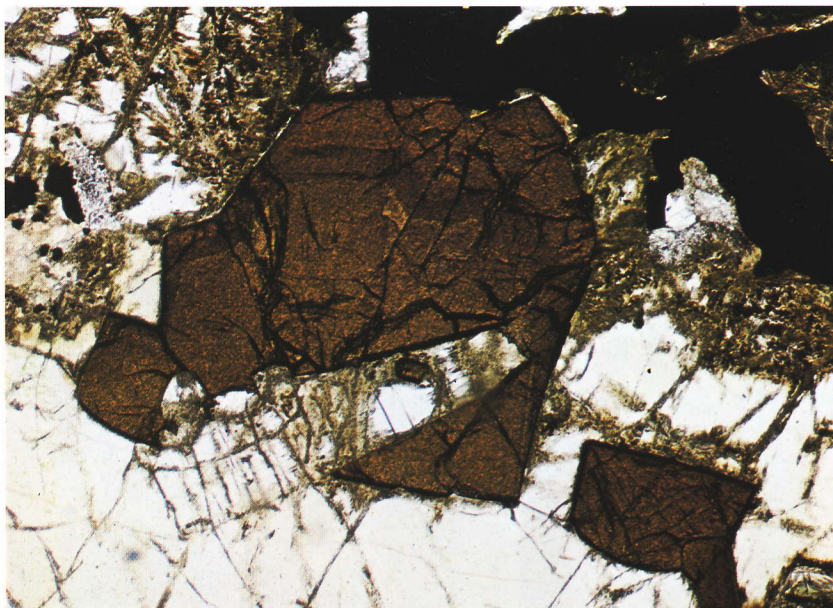


La muestra de las fotografías superior y central es una anortosita alterada, Virginia, EE. UU.; aumento: $\times 20$. La muestra de la fotografía inferior procede de una localidad desconocida; aumento: $\times 72$.

Perovskita (Prv)



Los análisis químicos actuales dan una composición más detallada: $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ce}, \text{Sr}) (\text{Ti}, \text{Nb}) \text{O}_3$

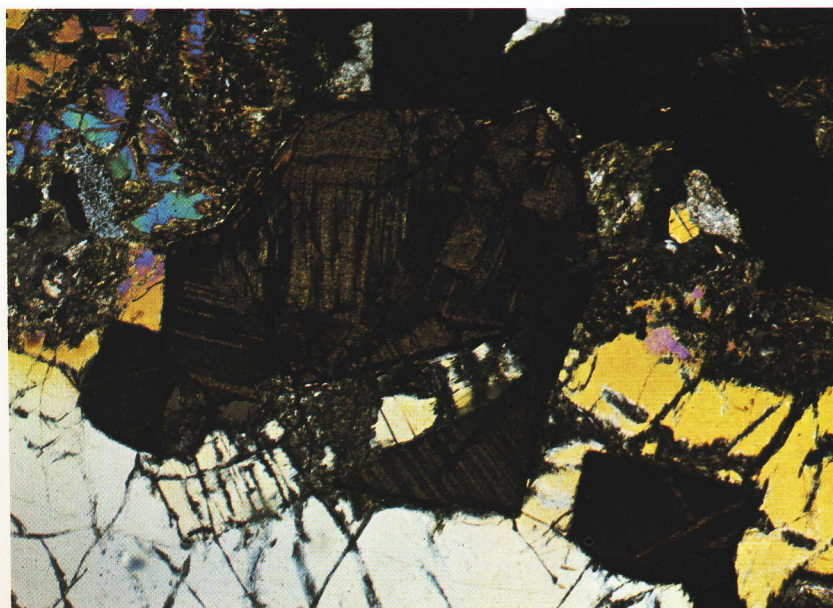


Sistema cristalográfico = Monoclínico (seudocúbico)

IR n = 2,26-2,40

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra cristales pardo-oscuros de perovskita cristalizada con melilita (incolora) y un mineral de Fe (negro). Se puede advertir una zonación (del centro al borde) en el cristal que es una propiedad frecuente. El relieve es muy elevado, pero el fuerte color de absorción tiende a oscurecerlo. La exfoliación es imperfecta y no es patente en lámina delgada.

En la fotografía inferior (nicoses cruzados), los cristales de perovskita son birrefringentes y muestran maclas múltiples complejas. Está asociada, de modo frecuente, a la melilita (v. este mineral) e incluso a leucita o nefelina, en basaltos con melilita, en tefritas, etc. También se presenta en calizas metamórficas (metamorfismo de contacto), talcoesquistos, etc. Se ha citado en meteoritos condriticos [556].



Roca con melilita, Scawt Hill, condado de Antrim, Irlanda; aumento: $\times 43$.

Espinela (Spl)

(Fe, Mg) Al_2O_3

En realidad, hay tres series según que el ión trivalente sea Al (espinela alumínica-espinela, hercinita, etc.), Fe (o serie de la magnetita) o Cr (espinela cromífera —cromita—)

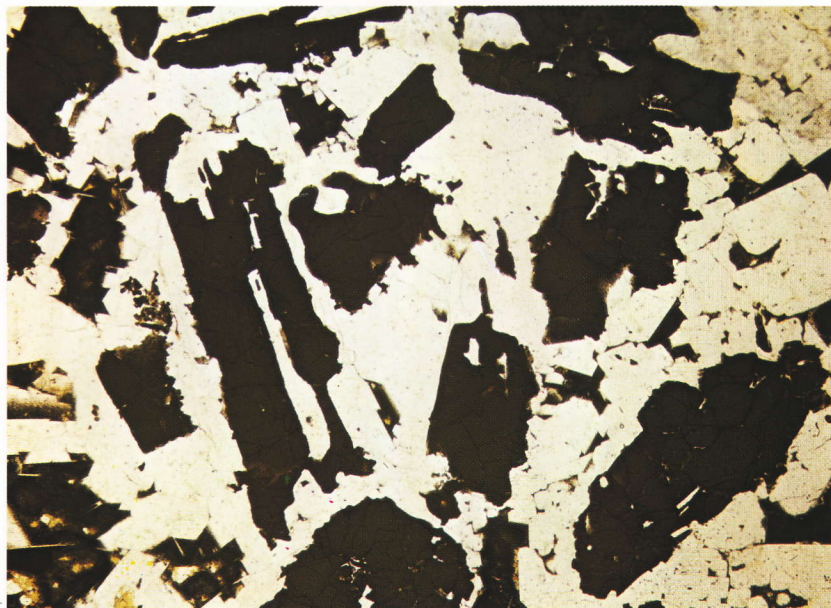
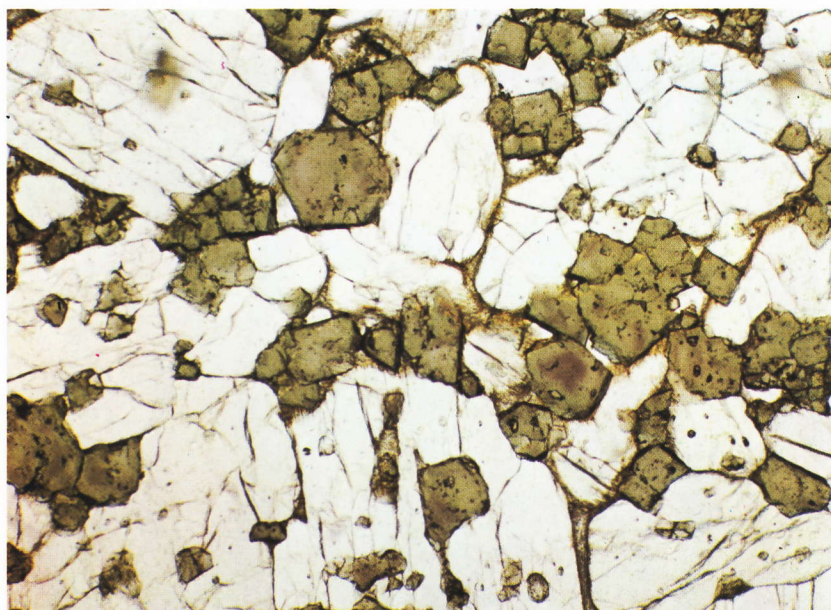
Sistema cristalográfico = Cúbico

IR n = 1,719-2,74

El grupo de las espinelas comprende una amplia gama de composición química cuyas variedades más frecuentes son las alumínicas con sustituciones de Fe y Mg (arriba se dan las tres series admitidas). Los valores del índice de refracción cambian con la composición (Fe, Cr). Los colores más característicos son el verde oscuro (fotografía superior, luz plano-paralela) o el marrón oscuro (fotografía inferior, nicoles cruzados) e ilustran dos rocas distintas. Es frecuente la denominación de pleonasto para referirse a la variedad rica en Mg (espinela común) y el de picotita para la variedad de hercinita (alto contenido en Fe) rica, además, en Cr mientras que la magnetita responde a la composición Fe_3O_4 (Fe^{2+} , Fe^{3+} , O_2).

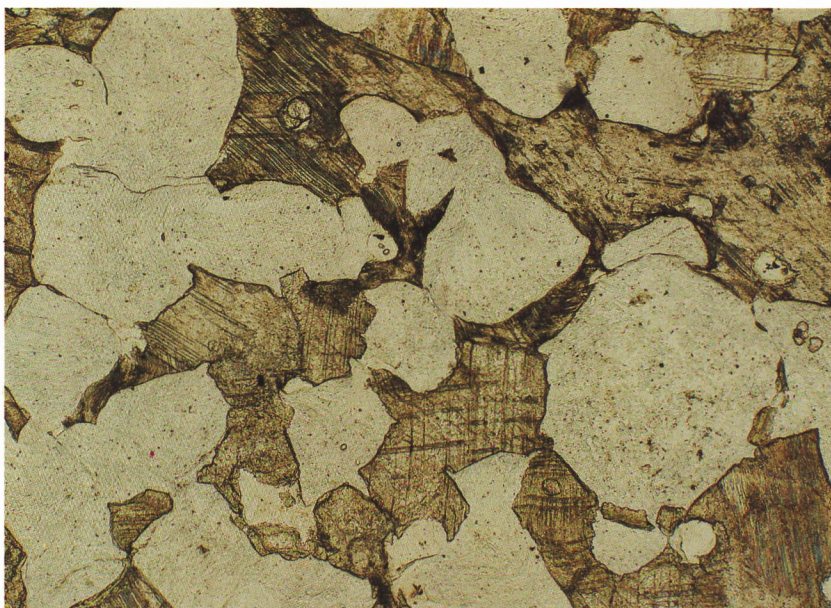
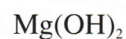
La fotografía superior muestra una espinela verde oscuro y olivino. Los cristales de espinela son hipidiomorfos y su color está zonado aunque algunos cristales presentan un color pardusco en su centro.

La fotografía inferior muestra una espinela de color verde oliva todavía más oscuro. La morfología de los cristales está determinada por las plagioclasas cálcicas entre las que ellos cristalizan. Algunos sectores oscuros de la foto corresponden a vidrio volcánico rico en inclusiones y el relieve elevado de la espinela permite su distinción. El ambiente de formación es amplio: esquistos, calizas metamórficas (ricas en pleonasto o variedad con Mg y Fe) con flogopita y humitas. La variedad hercinita —rica en Al y Fe— es frecuente en rocas metamórficas arcillosas ricas en Fe aunque también se encuentra en rocas básicas y ultrabásicas. En general, la variedad picotita (rica en Cr) es frecuente en rocas ultrabásicas (peridotitas, dunitas, etc). La variedad gahnita (rica en Zn) es frecuente en pegmatitas graníticas o en rocas con metasomatismo [558].



Muestra superior: enclave con forsterita y espinela; Vesuvio, Italia; aumento: $\times 43$. Muestra inferior: buchita, Rudh'a' Chromain Sill, Ross of Mull, Escocia (GB); aumento: $\times 20$.

Brucita (Brc)



Sistema cristalográfico = Romboédrico (trigonal).
Uniaxial (+). Débil
biaxialidad en variedades
fibrosas

IR ω = 1,560-1,590

ϵ = 1,580-1,600

Birrefringencia = 0,012-0,020

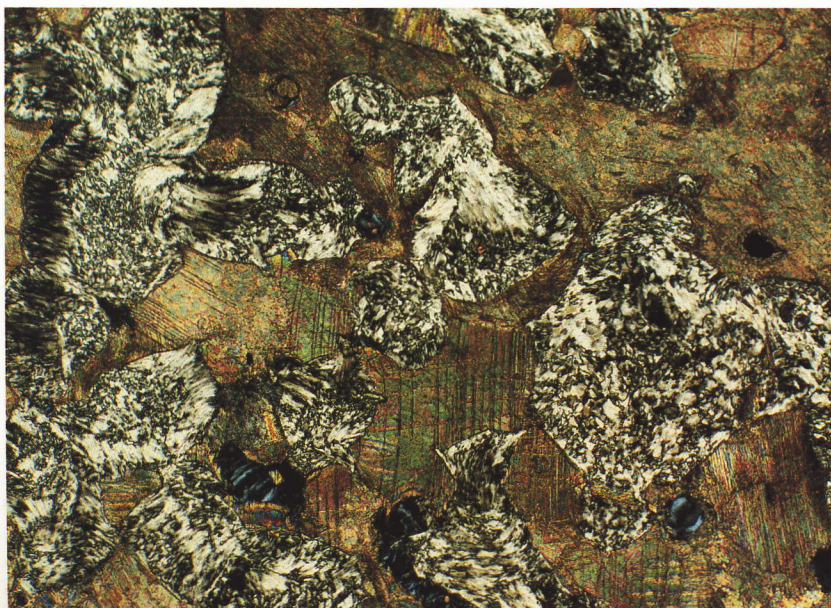
Extinción = Recta

Elongación = Negativa

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra la brucita (zonas claras, pues es incolora) cristalizada entre dolomita (zonas oscuras). La brucita procede, probablemente, de la pseudomorfosis de la periclase (MgO).

En la equivalente foto inferior (nicoses cruzados), la brucita se presenta en agregados de fibras con débil birrefringencia. Algunas áreas, con color azul excepcional, están formadas de serpentina (v. en la parte inferior).

Este mineral es frecuente en calizas y dolomías metamórficas (por alteración de la periclase), en serpentinitas y en esquistos cloríticos.



*Mármol con brucita, Ledbeg, Assynt, Escocia (GB);
aumento: $\times 72$.*

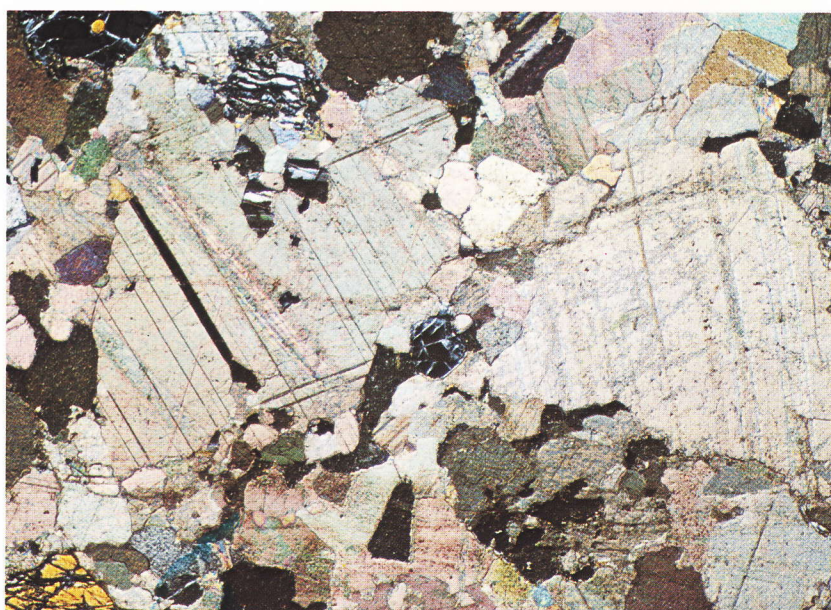
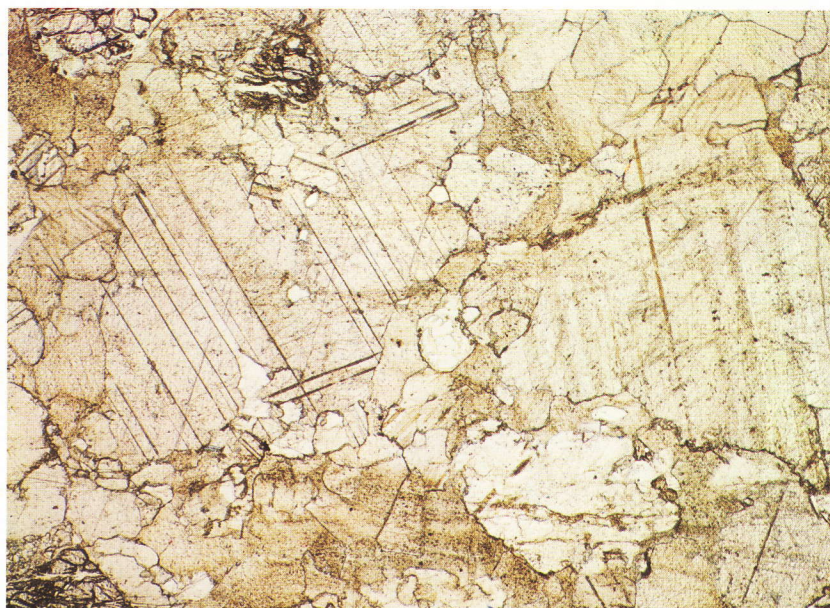
Calcita (Cal)



Sistema cristalográfico	=	Romboédrico (trigonal). Uniaxial (-)
IR ϵ	=	1,486 (calcita pura)-(1,550)
ω	=	1,658-(1,740)
Birrefringencia	=	0,172-(0,190)
En bastantes casos presenta maclas mecánicas (deformación)		

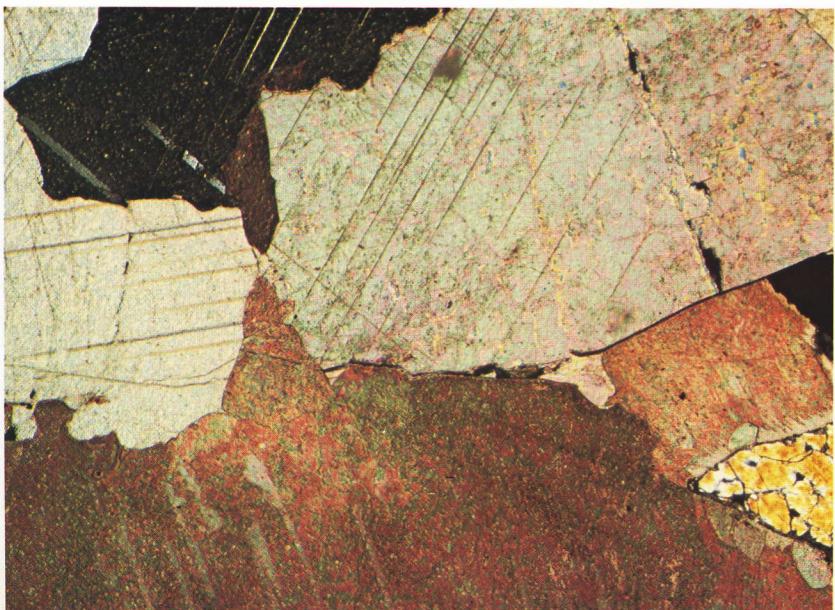
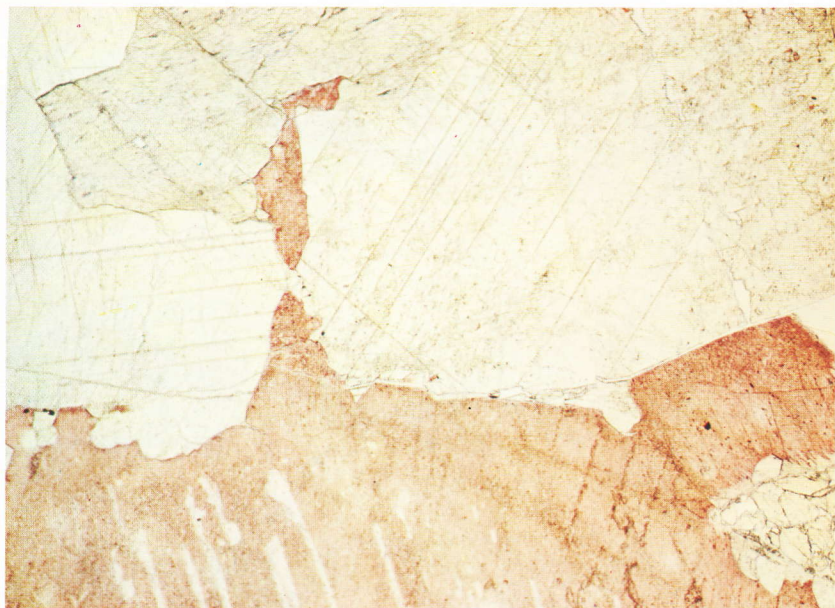
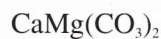
La mayor parte de la superficie de las fotografías (superior y central) —en luz plano-polarizada— muestran una variación en el relieve óptico, según el giro de 90° de una foto a otra. Debido a la exfoliación romboédrica perfecta, la mayor parte de los cristales muestran, al menos, una buena exfoliación.

En la fotografía inferior (nicos cruzados), los colores de birrefringencia (blanco-grisáceos) indican un orden muy elevado que, en gran parte, dependen del espesor de la lámina y destacan las irisaciones multicolores (sobre todo rosáceas y verdosas). Se pueden observar maclas en algunos cristales, lo que permite distinguir la calcita de la dolomita (v. este mineral). Aparte las medidas precisas de índices, birrefringencia y posición del plano de macla, existen métodos de coloración selectiva que, de forma rápida, facilitan su identificación respecto a otros carbonatos. El amplio ambiente de formación, así como el estudio de su carácter primario o secundario y las particulares asociaciones minerales que adopta en los diversos medios de formación requieren un estudio complementario [623]. (En tinción selectiva, v. el método de Warne, 1962, expuesto en Hutchinson, 1974.)



Mármol con forsterita y diópsido; Loch Duich, Escocia (GB); aumento: $\times 44$.

Dolomita (Dol)



Sistema cristalográfico = Romboédrico (trigonal).
Uniaxial (-)

IR ϵ = 1,500 (en dolomita pura)-(1,520)

ω = 1,679-(1,703)

Birrefringencia = 0,179-(0,185)

Esta roca contiene calcita y dolomita, y se ha teñido para facilitar su identificación. La mayoría de las técnicas de tinción parten del hecho que la calcita es fácilmente soluble en CIH mientras que esto no sucede en la dolomita; el mineral coloreado en rojo (en la fotografía) es la calcita. En las fotografías superior y central (luz plano-polarizada) se pueden ver lamelas de dolomita incluidas en la calcita teñida. La variación del relieve de la dolomita (según rotación de 90° del polarizador) entre las dos fotos es claramente visible.

La fotografía inferior (nicos cruzados) muestra la birrefringencia elevada de la dolomita. El cristal de color amarillo, en la parte inferior derecha de la foto, es una forsterita.

Este ejemplo constata la importancia de realizar tinciones previas al estudio microscópico y con una selectividad muy útil para los diversos carbonatos (v. método de Warne, 1962, expuesto en Hutchinson, 1974) [641].

Mármol con forsterita, Sri Lanka; aumento: $\times 43$.

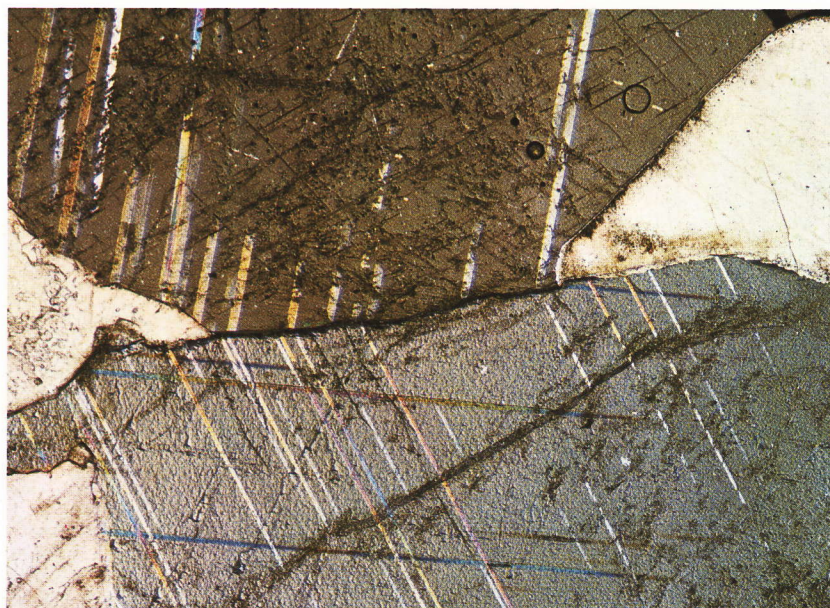
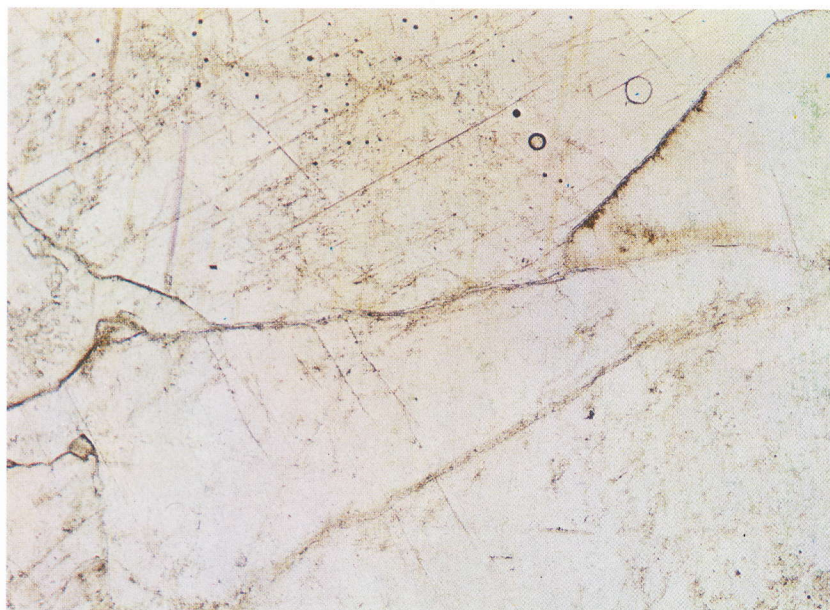
Dolomita (Dol)



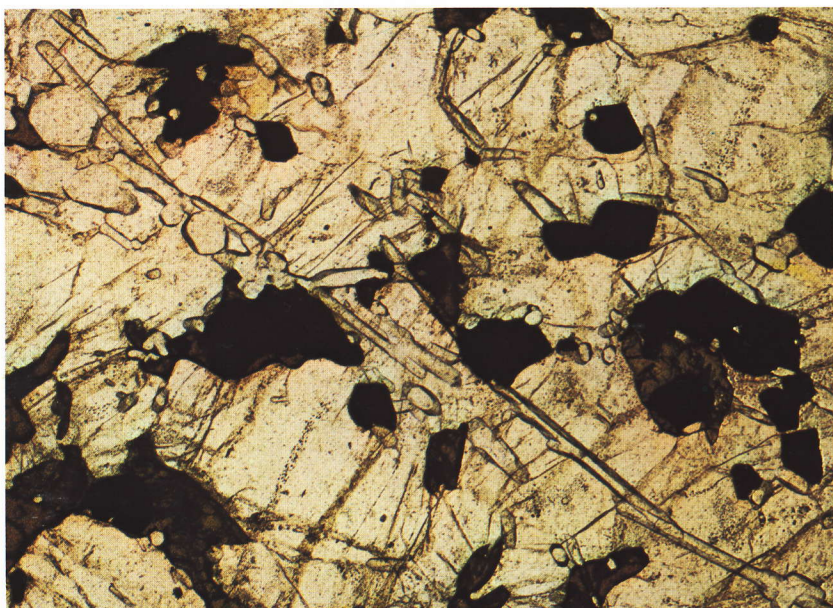
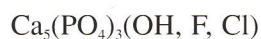
Sistema cristalográfico	=	Romboédrico (trigonal). Uniaxial (-)
IR ϵ	=	1,500 (dolomita pura)-(1,520)
ω	=	1,679-(1,703)
Birrefringencia	=	0,179-(0,185)

Las dos fotografías son de una lámina no teñida de igual roca a la empleada en las fotografías previas de dolomita. En la fotografía superior (luz plano-polarizada) se pueden ver dos direcciones de exfoliación a 120° en el cristal situado en la parte superior de la foto.

En la fotografía inferior (nicos cruzados), las lamelas de macla son visibles en el plano bisectriz del ángulo obtuso formado por las exfoliaciones, es decir, paralelamente a la diagonal corta de rombo formado por las exfoliaciones. La dolomita y la calcita pueden tener lamelas de maclas paralelas a la diagonal mayor y paralelas a las mismas exfoliaciones; pero, la dolomita tiene sólo lamelas de macla dispuestas solamente en la posición aquí considerada [641].



Apatito (Ap)

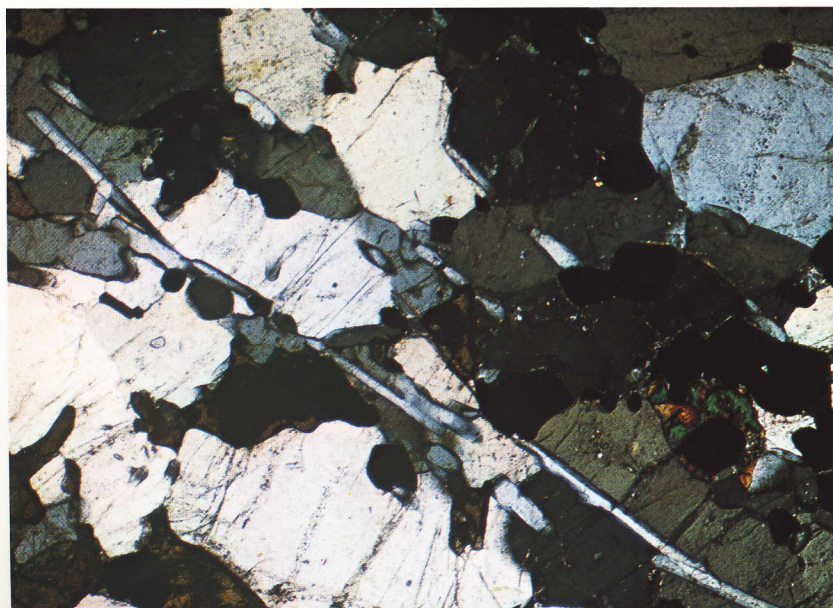


Sistema cristalográfico	= Hexagonal. Uniaxial (—)
IR ϵ	= 1,624-1,666
ω	= 1,629-1,667
Birrefringencia	= 0,001-0,007
Extinción	= Recta
Elongación	= Negativa

En la fotografía superior (luz plano-polarizada) se distinguen con claridad agujas de cristales pequeños hexagonales de apatito por su relieve fuerte respecto a minerales contiguos de nefelina (sección clara) y el mineral opaco (ilmenita) que tiene una franja de esfena asociada.

La fotografía inferior (nicoles cruzados) muestra que la birrefringencia del apatito es casi igual a la de la nefelina y este dato, junto al fuerte índice de refracción, es útil para la identificación con la nefelina que tiene un valor menor. Se distingue de la zoisita porque ésta tiene un índice de refracción algo mayor y es biáxica (+).

Interesa recordar que el apatito forma una serie isomorfa con diversos términos enriquecidos en F, Cl, hidroxilos (OH) o carbonato. El flúor-apatito es el término más común. Es un accesorio frecuente en rocas ígneas metamórficas y, también, en algunas sedimentarias; su estudio composicional, en cada caso, requiere una información específica —v. bibliografía complementaria— [663].



Roca con nefelina y apatito, Lovozero, Kola, CEI; aumento: $\times 40$.

Fluorita (Flt)

CaF_2

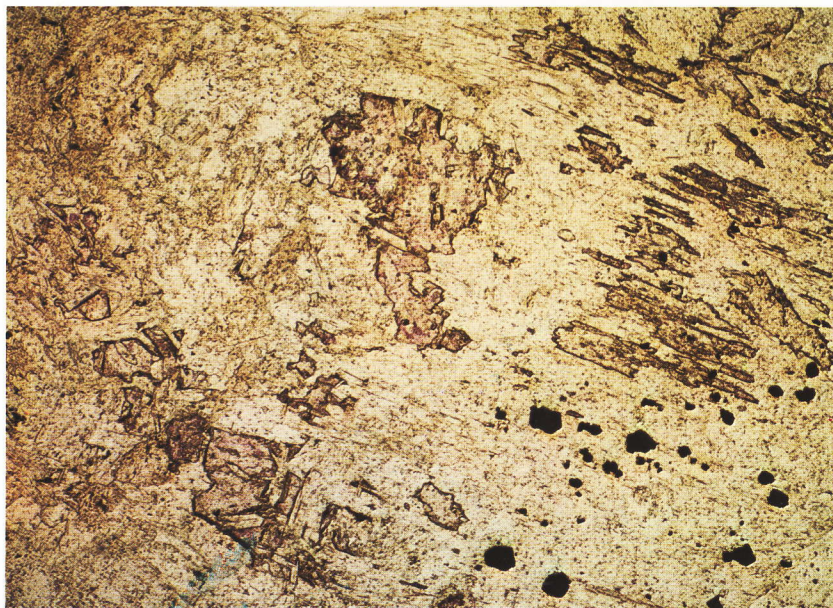
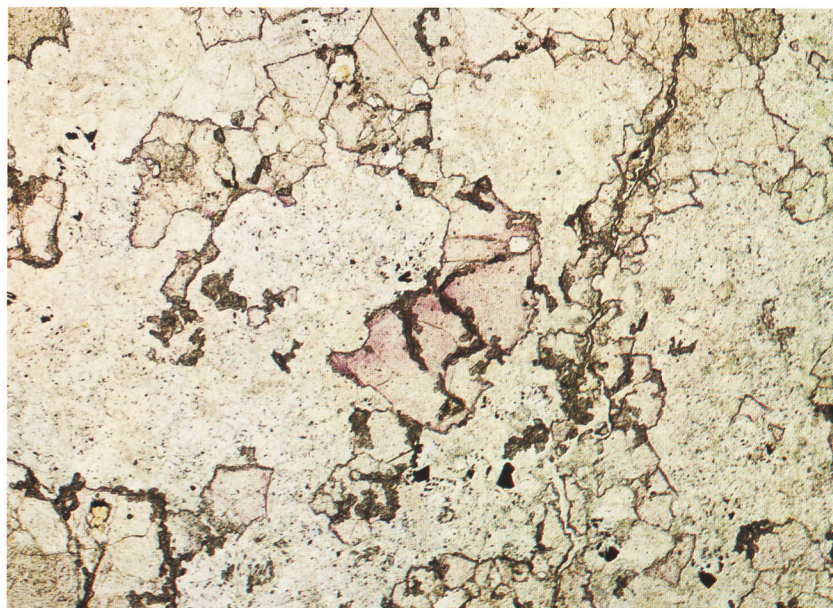
Sistema cristalográfico = Cúbico

IR n = 1,433-1,435

Las dos fotografías se han hecho con luz plano-polarizada. La fotografía superior muestra cristales numerosos, de color malva, de fluorita cristalizados entre cristales de weberita (mineral raro: aluminofluoruro de Na y Mg, de color blanco o gris). Algunos cristales en la parte alta de la foto muestran exfoliación perfecta en $\{111\}$, lo que es frecuente en este mineral. La fluorita tiene el índice de refracción más bajo de todos los minerales comunes y a su vez, un relieve fuerte negativo respecto a la mayoría de otros minerales. En este caso, el color violeta-malva es un criterio útil para su identificación.

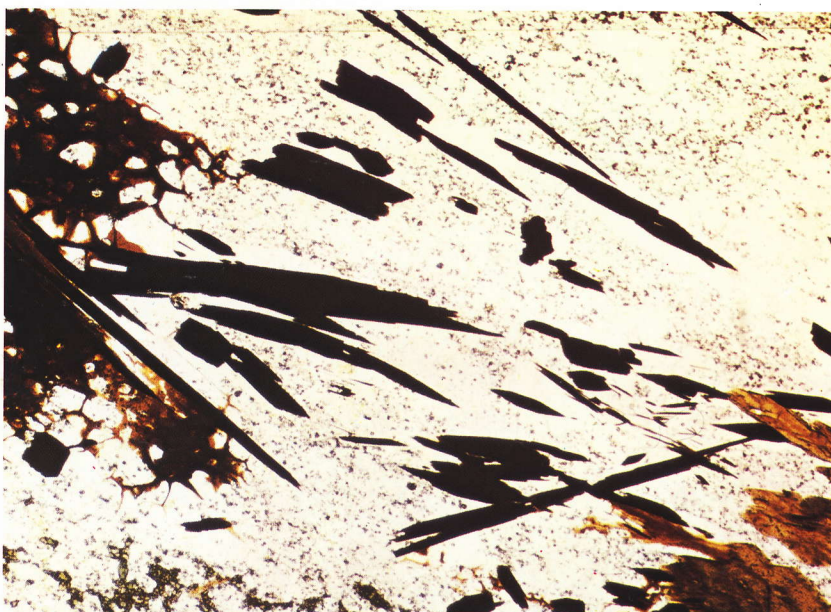
La fotografía inferior muestra la fluorita en la forma de granos pequeños alotriomorfos cristalizados entre la moscovita. Incluso aquí, el color malva pálido, irregularmente repartido, es útil para su identificación: su carácter isótropo y su índice de refracción muy débil permiten, también, confirmar su identificación.

Además de su presencia en filones hidrotermales, se puede encontrar —accesorio— en granitos, sienitas, pegmatitas, greisen y, a veces, en rocas metamórficas. En venas hidrotermales es de gran ayuda considerar los minerales asociados [672].



Muestra superior: yacimiento de criolita, Ivigtut, oeste de Groenlandia; aumento: $\times 32$. Muestra inferior: granito, Rostowrack, Cornualles, Inglaterra (GB); aumento: $\times 44$.

Deerita



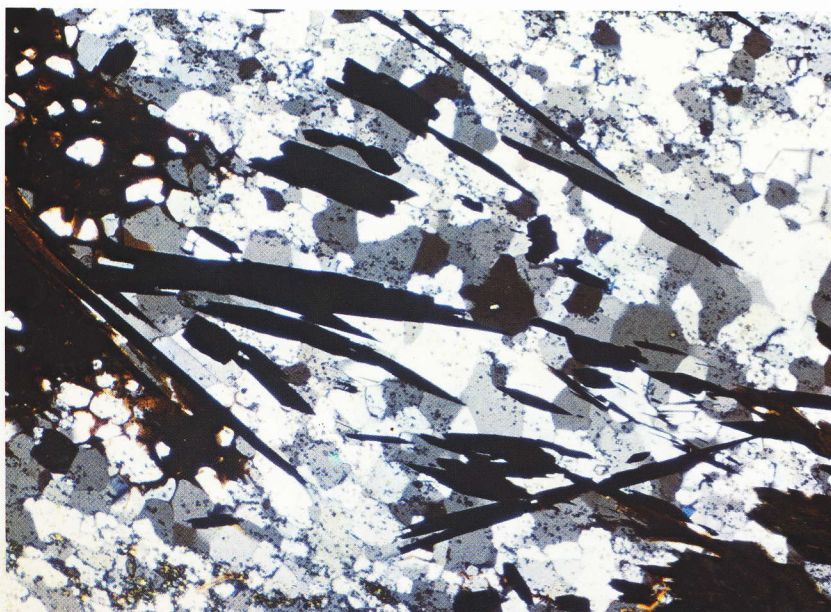
Sistema cristalográfico = Monoclínico

IR β = 1,85

Birrefringencia = 0,03 (aproximadamente)

La fotografía superior (luz plano-polarizada) muestra cristales aciculares de deerita cristalizados entre cuarzo. El mineral pardo, en un ángulo de la foto, es stilpnomelana. Los cristales de deerita son casi negros, pero los bordes adelgazados de algunos cristales son ligeramente transparentes y muestran un color pardo.

En nicols cruzados (fotografía inferior) no se pueden ver los colores de birrefringencia por la absorción intensa.



Mineral de hierro silíceo metamórfico, Laytonville, California, EE. UU.; aumento: $\times 43$.

Howieíta



Sistema cristalográfico = Triclínico. Biáxico (-)

IR β = 1,720

Birrefringencia = 0,033

La mayor superficie de la fotografía está ocupada por cristales de howieíta cuyo pleocroísmo varía del amarillo al verde y al gris lila, lo que es visible en cristales diversos comparando las fotografías superior y central (luz plano-polarizada). En la mayoría de las orientaciones presentes no se aprecia exfoliación.

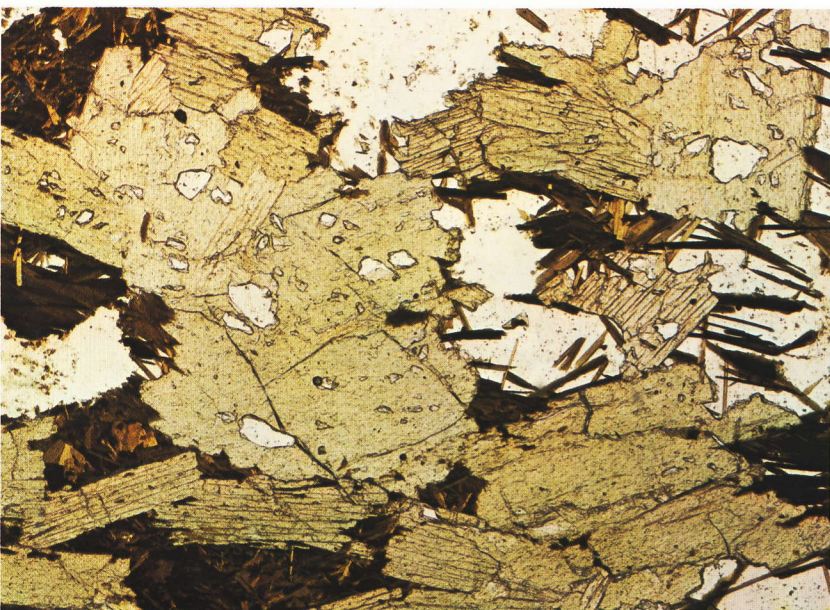
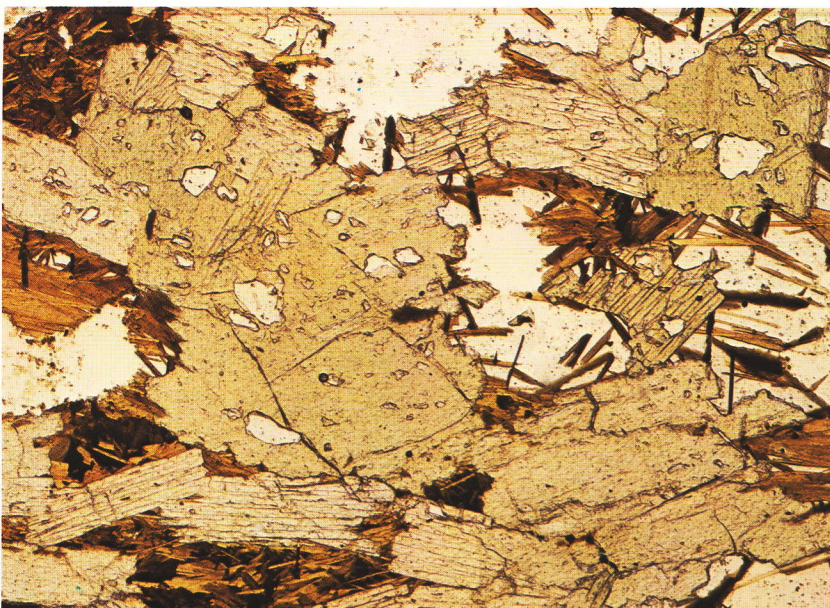
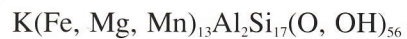
En la fotografía inferior (nicoles cruzados), los colores de birrefringencia son de 2.º orden, pero están enmascarados por los colores de absorción. El mineral casi negro cristaliza entre la howieíta y la deerita.

La howieíta (en honor al mineralogista estadounidense R. A. Howie) es frecuente en rocas metamórficas de la formación franciscana [321].



Mineral de hierro silíceo metamórfico, Laytonville, California, EE. UU.; aumento: $\times 24$.

Zussmanita



Sistema cristalográfico = Romboédrico. Uniáxico (–)

IR ω = 1,623

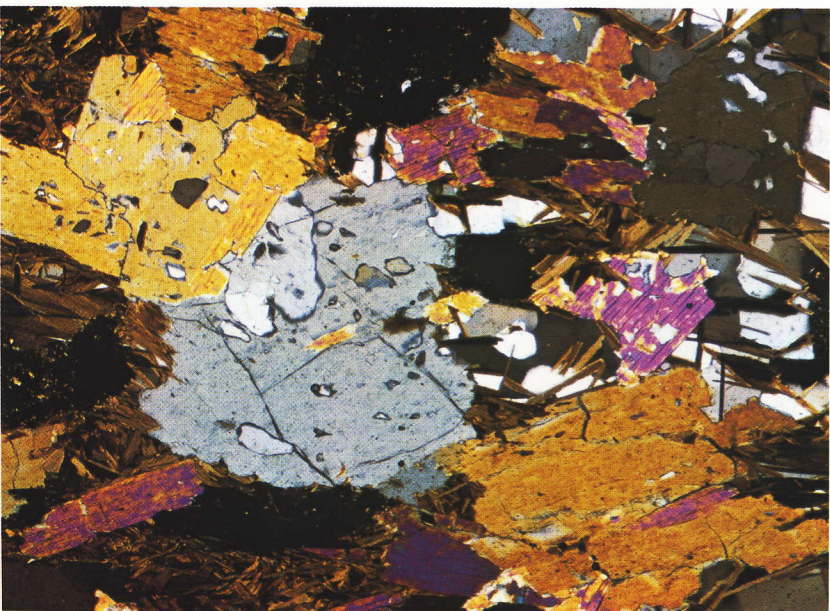
ϵ = 1,643

Birrefringencia = 0,020

La comparación de las fotografías superior y central (luz plano-polarizada) muestra el pleocroísmo amarillo pálido a verde pálido de la zussmanita que cristaliza en la mayor superficie de las fotos. Se puede observar una buena exfoliación en algunos cristales y un relieve fuerte respecto al cuarzo.

La fotografía inferior (nicoles cruzados) muestra que los cristales con colores de birrefringencia más débiles no presentan exfoliación. Las secciones cortadas casi paralelamente a la exfoliación perfecta presentan figuras de interferencia uniáxicas. El mineral pardo que acompaña a la zussmanita es la estilpnomelana.

La zussmanita (en honor al mineralogista estadounidense J. Zussman) es frecuente en rocas metamórficas de la formación franciscana [321].



Mineral de hierro silíceo metamórfico, Laytonville, California, EE. UU.; aumento: $\times 43$.

Yoderita



Sistema cristalográfico = Monoclínico. Biáxico (-)

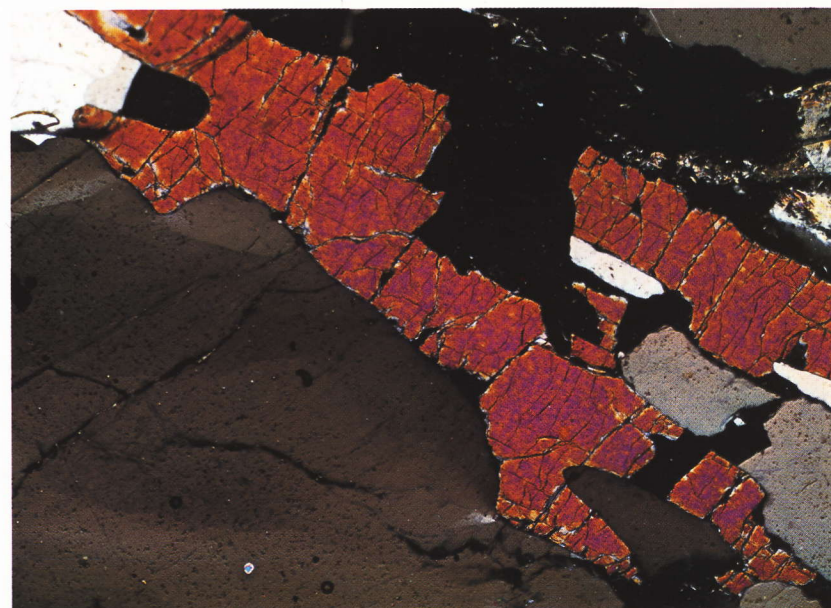
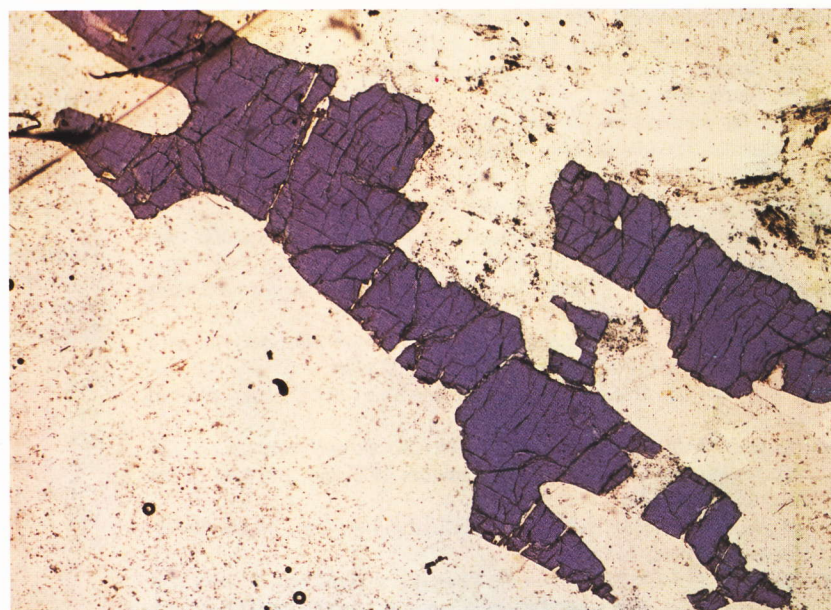
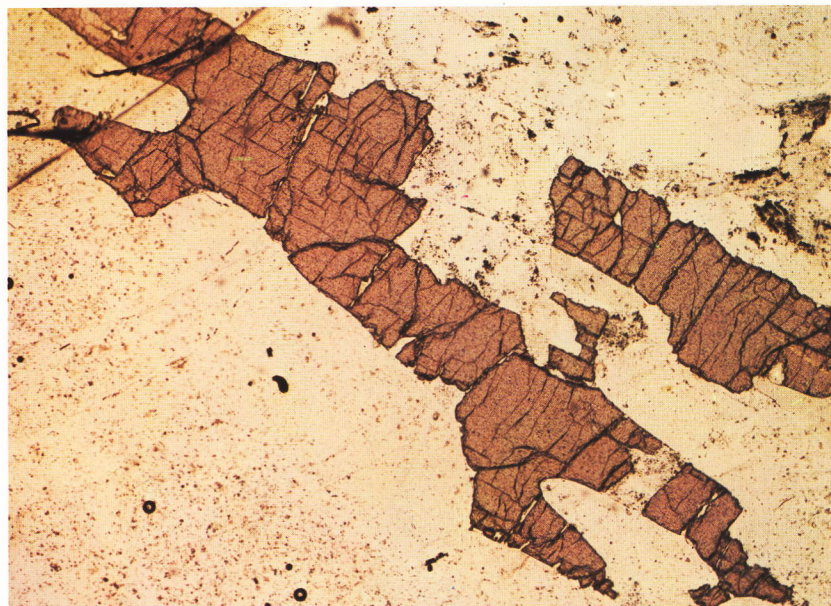
IR β = 1,691

Birrefringencia = 0,026

El pleocroísmo espectacular de la yoderita, que varía del violeta al pardusco, es visible comparando las fotografías central y superior (luz plano-polarizada). El color violeta es análogo al de la glaucofana o la crossita de las que se diferencia bien por sus propiedades ópticas.

En la fotografía inferior (nicoles cruzados), el color de la birrefringencia se asocia al color de absorción, lo que da un color rojo próximo al primer orden. Puesto que este cristal sólo presenta una orientación, no se puede ver la gama completa de los colores de pleocroísmo o de birrefringencia.

En esta roca, la yoderita cristaliza junto al cuarzo y al talco, y los cristales de yoderita muestran, de forma habitual, cristales de distena en su parte central que no está presente en esta lámina. (Este mineral, en honor al petrólogo estadounidense H. S. Yoder, Jr., es frecuente en talcoesquistos).



Bibliografía

Manual tomado como referencia en este atlas

Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1992): *An introduction to the rock-forming minerals*, 2.^a ed. Longman Group Ltd., Burnt Mill, Harlow, Essex, 696 págs.

Nota: los números en [] para cada mineral referencian esta edición e, igualmente, las adaptaciones diversas al Atlas de Petrografía.

Manuales de consulta frecuente en el laboratorio

Bloos, F.D. (1970): *Introducción a los métodos de cristalografía óptica*. Omega, Barcelona, 320 págs.

Heinrich, E.Wm. (1977): *Identificación microscópica de los minerales*. Urmo, Bilbao, 456 págs.

Hutchinson, Ch.S. (1974): *Laboratory handbook of petrographic techniques*. John Wiley & Sons, New York, 527 págs.

Kerr, P.F. (1972): *Mineralogía óptica*. Ediciones del Castillo, Madrid, 433 págs.

MacKenzie, W.S. y Adams, A.E. (1994): *Rocks and minerals in thin section*. Manson Publishing Ltd., London, 192 págs. (en fase de traducción al español).

Nesse, W.D. (1991): *Introduction to optical mineralogy*, 2.^a ed. Oxford University Press, 335 págs.

Roubault, M. (1982): En Fabries, J.; Touret, J. y Weisbrod, A., eds.: *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*. Larmerre-Poinat, Paris, 382 págs.

Manuales de consulta más amplia

Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1982): *Rock-forming minerals (Orthosilicates)*. Vol. 1A, 2.^a ed. Longman Group Ltd., Burnt Mill, Harlow, Essex, 919 págs.

Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1986): *Rock-forming minerals (Disilicates and Ring Silicates)*. Vol. 1B, 2.^a ed. Longman Group Ltd., Burnt Mill, Harlow, Essex, 629 págs.

Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1978): *Rock-forming minerals (Single-Chain Silicates)*. Vol. 2A, 2.^a ed. Longman Group Ltd., Burnt Mill, Harlow, Essex, 668 págs.

Selección de manuales sobre mineralogía general

Hurlbut, C.S., Jr. y Klein, C. (1982): *Manual de Mineralogía de Dana*. Reverté, Barcelona, 564 págs.

Putnis, A. (1992): *Introduction to mineral sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 457 págs.

Nomenclatura en algunos grupos minerales

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am Mineral*, 68:277-279.

Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Mineral Magazine*, 42:533-563.

Morimoto, N.; Fabriés, J.; Ferguso, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K. y Gottardi, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral*, 73:1123-1133.

Manuales especializados en grupos de minerales

En la Mineralogical Society of America, dentro de la colección *Reviews in Mineralogy*, se editan periódicamente volúmenes sobre grupos de minerales cuya selección, según volúmenes, tema y autores, es:

Vol. 1. *Sulfide Mineralogy* (1982). Ribbe, P.H. (ed.).

Vol. 2. *Feldspar Mineralogy* (1983). Ribbe, P.H. (ed.).

Vol. 3. *Oxide Minerals* (1981). Rumble, D. (ed.).

Vol. 4. *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites* (1977). Mumpton, F.A. (ed.).

Vol. 5. *Orthosilicates* (1982). Ribbe, P.H. (ed.).

Vol. 6. *Marine Minerals* (1979). Burns, R.G. (ed.).

Vol. 7. *Pyroxenes* (1980). Prextr, R.G. (ed.).

Vol. 9A. *Amphiboles and other hydrous Pyriboles* (1981). Veblen, D.R. (ed.).

Vol. 9B. *Amphiboles: petrology and experimental phase relations* (1982). Veblen, D.R. y Ribbe, P.H. (eds.).

Vol. 10. *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (1982). Ferry, J.M. (ed.).

Vol. 11. *Carbonates* (1983). Reeder, R.J. (ed.).

Vol. 12. *Fluid inclusions* (1984). Roedder, E. (ed.).

Vol. 13. *Micas* (1984). Bailey, S.W. (ed.).

Vol. 19. *Hydrous Phyllosilicates-exclusive of micas* (1991). Bailey, S.W. (ed.).

Vol. 22. *The Al₂SiO₅ Polymorphs* (1990). Kerrick, D.M. (ed.).

Vol. 25. *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance* (1991). Lindsley, D.H. (ed.).

Otros temas

Le Maitre, R.W. (1989): *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford., 193 págs.

Foucault, A. y Raoult, J.F. (1985): *Diccionario de Geología*. Masson, Barcelona, 316 págs.